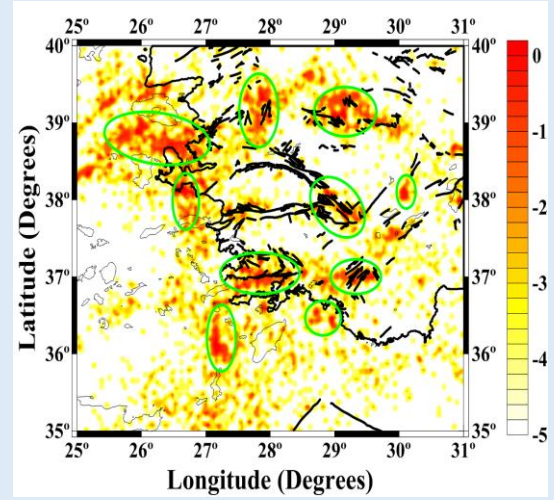
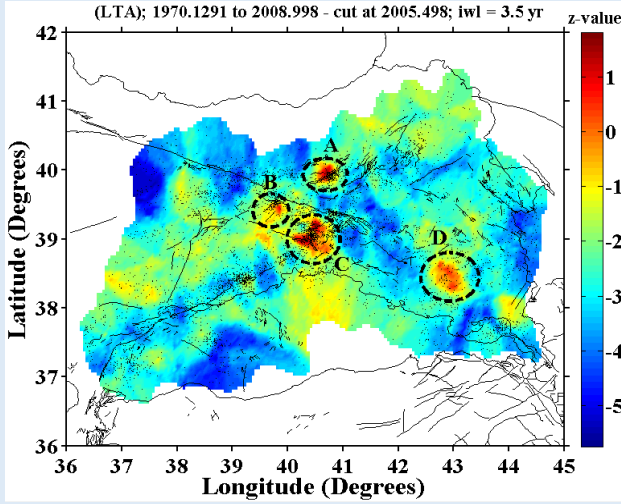




GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ
(Sürekli Eğitim Uygulama ve Araştırma Merkezi)

Jeofizik Mühendisliği Eğitimi Sertifika Programı



DEPREM TEHLİKE ANALİZİ (Deprem Riski, Deprem Tehlike Çalışmaları ve Deprem Tahmini)

Yrd.Doç.Dr. Serkan ÖZTÜRK

Gümüşhane, 2013

ÖNSÖZ

Depremelerin yıkıcı etkileri asırlardır bilinmekle birlikte, deprem riski ve deprem tehlikesi belirleme çalışmaları ancak yakın geçmişte olgunluk noktasına erişmiş sayılır. Bilindiği üzere, 1999 yılında ülkemizde meydana gelen iki büyük ve önemli derecede hasar ve can kaybına neden olan depremlerden sonra bu alandaki çalışmalara ivme kazandırılarak depremlerin yerinin ve zamanının önceden belirlenerek, deprem tehlikesinin ve riskinin ortaya konulabilmesi amacıyla önemli mesafeler kaydedilmiştir. Gerek ülkemizde gerekse dünyanın farklı deprem kuşaklarında depremlerin yerinin ve zamanının önceden belirlenebilmesi ve deprem tehlikesinin ortaya konulabilmesi amacıyla çok sayıda farklı model ortaya konulmuştur. Bu çalışma Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında kurs notu olarak hazırlanmıştır. Bu kurs notunda, deprem risk analizleri, deprem oluşum modelleri ve alternatif deprem tahmin yöntemlerinin temel esasları anlatılmıştır. Bu kurs notu için amaç; farklı deprem tehlikesi analiz yöntemlerini öğrenmek, bu yöntemleri modelleme ve uygulayabilme becerisi kazanmak, analiz sonuçlarını değerlendirebilmek ve yorumlayarak bir bölge için depremlerin yerinin ve zamanının önceden tahmin edilerek sismik risk analizi yapabilme becerisini kazandırmaktır.

Bu kursun özellikle Jeofizik mühendisliği bölümlerinde okuyan öğrenciler ile sismoloji konusunda çalışan diğer yerbilimcilere temel bilgiler bakımından çok faydalı olacağı kanaatindeyim.

İÇİNDEKİLER

1. Giriş.....	4
2. Deprem Tehlike Analizleri.....	5
2.1. Deterministik Deprem Tehlike Analizi	6
2.2. Probabilistik Deprem Tehlike Analizi.....	8
3. Deprem Oluşum Modelleri ve Deprem Tehlike Hesabı	10
3.1. Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi.....	11
3.2. Magnitüd Tamamlılık (Süreklilik) Analizi	13
3.3. Deprem Riskinin Üstel Dağılım Modeli ile Tanımlanması.....	14
3.4. Deprem Riskinin Poisson Modeli ile Tanımlanması	14
3.5. Gumbel Uç Değerler Dağılım Modeli ile Deprem Riskinin Hesaplanması	16
3.6. Markov Modelleri ve Diğer Modellerle Kıyaslama	17
4. Sismik Durgunluk ve Deprem Oluşumlarının İstatistiksel Olarak Değerlendirilmesi	18
4.1. Z-Değeri Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı	26
4.2. b-Değeri Bölgesel Değişim Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı	28
5. RIPI Modeli ve Olası Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini.....	29
5.1. Deprem Tahmin Yöntemlerinin (RIPI) Tanımlanması	31
6. Kaynaklar	35

1. Giriş

Deprem tehlikesi, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanır ve deprem nedeni ile hasar, mal ve can kaybı ihtimali olarak tanımlanan, *deprem riski* kavramının önemli bir ögesini oluşturur. *Sismik tehlike analizi*, belirli bir sahadaki yer sarsıntısı tehlikesinin nicel olarak hesaplanmasıdır. Sismik tehlikeler, özel bir senaryo depremin varsayıldığı durumda olduğu gibi, deterministik (tanımsal) veya depremin büyüklüğü, yeri ve oluş zamanıyla ilgili belirsizliklerin açık bir şekilde göz önüne alındığı probabilistik yöntemle (olasılıksal) analiz edilebilir. Dolayısıyla, belirli bir saha veya bölgede sismik tehlike analizleri yapabilmek için, sismik aktivitenin muhtemel tüm kaynakları teşhis edilmeli ve bunların gelecekte deprem oluşturma potansiyeli olasılığa bağlı olarak değerlendirilmelidir.

Deprem kaynaklarının tanımlanmasında tarihsel ve aletsel deprem kayıtları dışındaki diğer kanıtlar; jeolojik kanıtlar ve tektonik kanıtlardır. Yer sarsıntısı etkisinin tarihsel kayıtları geçmiş depremlerin oluşumunu teyit etmede ve bunların şiddetlerinin coğrafi dağılımını bulmada kullanılabilir. Yeteri kadar veri mevcut olduğu zaman maksimum şiddet bulunabilir ve bundan da depremin dış merkezinin yeri ve depremin magnitüdü belirlenebilir. Tarihsel depremlerin oluş zamanları kaydedilmiş olduğundan, belirli bir alandaki deprem tekrarlama oranı veya depremelliği değerlendirmede kullanılabilirler. Büyük depremlere ait aletsel kayıtlar 1900’lü yıllardan itibaren alınmaya başlanmışsa da 1960 yılından önceki çok sayıda depreme ait veriler ya eksiktir ya da kalite sorunu bulunmaktadır. Buna rağmen, deprem kaynaklarının tespit edilmesinde ve değerlendirilmesinde en iyi bilgiler aletsel kayıtlardan elde edilmektedir. Bu kayıtlar konusundaki en önemli kısıtlama büyük depremler arasındaki ortalama zamanla kıyaslandığında, sadece kısa bir süreden beri mevcut oluşlarıdır. Kısacası, aletsel olarak belirlenen ve bir hat üzerinde dizilen dış merkezler veya iç merkezler deprem kaynaklarının varlığını işaret eder. Deprem kaynak alanlarının belirlenmesinde artçı şokların artçı şokların analizi de yardımcı olmaktadır. Jeolojik kanıtlar ise fay aktivitelerini kapsar ve magnitüd göstergesi olarak kullanılabilecek ampirik (deneysel) ilişkiler mevcuttur. Tektonik kanıtlar ise levha tektoniği ve elastik rebound (geri tepme) teorisine dayalı olarak biriken deformasyon enerjisine dayalı kanıtlardır. Örneğin Tablo 1’de dünyadaki tarihsel deprem verilerinin istatistiksel analizine dayalı ampirik bağıntılar verilmiştir. Bu tablodaki veriler kullanılarak örnek bir uygulama ile olasılığa dayalı bir analiz aşağıdaki şekilde yapılabilir.

Tablo 1. Moment magnitüdü (M_w), yüzey kırık uzunluğu (L : km cinsinden), yırtılma alanı (A : km² cinsinden), ve maksimum yüzey yer değiştirmesi (D : m cinsinden) arasındaki ampirik ilişkiler (Wells ve Coppersmith, 1994).

Fay Hareketi	Olay Sayısı	İlişki	σ_{M_w}	İlişki	$\sigma_{\log L, A, D}$
Doğrultu atımlı	43	$M_w = 5,16 + 1,12 \log L$	0,28	$\log L = 0,74 M_w - 3,55$	0,23
Ters	19	$M_w = 5,00 + 1,22 \log L$	0,28	$\log L = 0,63 M_w - 2,86$	0,20
Normal	15	$M_w = 4,86 + 1,32 \log L$	0,34	$\log L = 0,50 M_w - 2,01$	0,21
Hepsi	77	$M_w = 5,08 + 1,16 \log L$	0,28	$\log L = 0,69 M_w - 3,22$	0,22
Doğrultu atımlı	83	$M_w = 3,98 + 1,02 \log A$	0,23	$\log A = 0,90 M_w - 3,42$	0,22
Ters	43	$M_w = 4,33 + 0,09 \log A$	0,25	$\log A = 0,98 M_w - 3,99$	0,26
Normal	22	$M_w = 3,93 + 1,02 \log A$	0,25	$\log A = 0,82 M_w - 2,87$	0,22
Hepsi	148	$M_w = 4,07 + 0,98 \log A$	0,24	$\log A = 0,91 M_w - 3,49$	0,24
Doğrultu atımlı	43	$M_w = 6,81 + 0,78 \log D$	0,29	$\log D = 1,03 M_w - 7,03$	0,34
Ters*	21	$M_w = 6,52 + 0,44 \log D$	0,52	$\log D = 0,29 M_w - 1,84$	0,42
Normal	16	$M_w = 6,61 + 0,71 \log D$	0,34	$\log D = 0,89 M_w - 5,90$	0,38
Hepsi	80	$M_w = 6,69 + 0,74 \log D$	0,40	$\log D = 0,82 M_w - 5,46$	0,42

Örnek Soru: San Andreas fayındaki moment magnitüdü değeri $M_w=7.0$ olan bir depremin 100 km den daha uzun bir yüzey kırılması oluşturmaları olasılığı nedir?

Çözüm: Literatür bilgilerinden San Andreas fayının yanal atımlı hareket ürettiği bilinmektedir. Tablo 1’den, $M_w=7.0$ büyüklüğünde bir depremin oluşturacağı ortalama yüzey kırılması;

$\log L = 0.74 * M_w - 3.55 = 0.74 * 7.0 - 3.55 = 1.63$ elde edilir.

$L = 10^{1.63} = 42.7$ km olarak hesaplanır. 100 km uzunluğundaki bir yüzey kırılması için standart normal değişken Z ;

$Z = (\log 100 - \log 42.7) / 0.23 = 1.61$ olarak hesaplanır.

Normal dağılım tablosundan;

$P(Z \geq 1.61) = 1 - P(Z \leq 1.61) = 1 - 0.9463 = 0.0537 = \% 5.4 = P(L \geq 100 \text{ km})$ olarak hesaplanır.

2. Deprem Tehlike Analizleri

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılan iki yöntem bulunmaktadır. Bunlardan birincisi incelenen sahayı etkileyebilecek tüm olası deprem senaryolarını dikkate alan probabilistik deprem tehlike analizidir. Bu analizin sonucunda elde edilen tehlike, referans zemin koşullarında en büyük yer ivmesi ve spektral ivmeler gibi yer

hareketi parametreleri ile ifade edilmektedir. Diğer yöntem ise deterministik deprem tehlike analizidir. Deterministik deprem tehlike analizi genellikle probabilistik çalışmayı takiben yapılmaktadır. Bunun nedeni deterministik hesaplamada kullanılan deprem senaryolarının bileşik probabilistik tehlikenin ayrıştırılarak belirli bir bölgedeki deprem tehlikesine en fazla katkı sağlayan deprem kaynaklarının belirlenmesi ile elde edilmesidir. Deterministik analiz sonucunda yer hareketi parametreleri veya yapay kuvvetli yer hareketi ivme kayıtları elde edilmektedir.

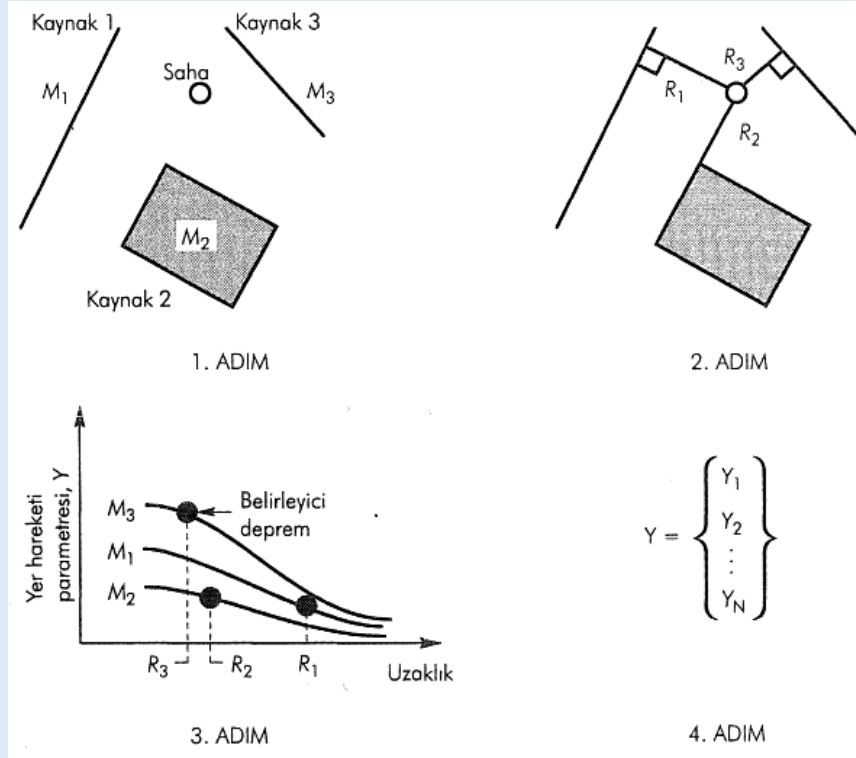
2.1. Deterministik Deprem Tehlike Analizi

Bir Deterministik Deprem Tehlike Analizinde (DDTA) belirli bir sismik senaryo geliştirilir ve yer hareketi tehlikesinin değerlendirilmesi buna göre yapılır. Senaryo depremde, belirli bir bölgede ve belirli bir büyüklükte depremin oluşması ön şartı vardır. Pratikte deterministik deprem tehlike analizleri her bir kaynak zonundaki olası en büyük magnitüdlü depremin olası en kısa uzaklıkta olacağını varsaymaktadır. Tipik bir DDTA dört adımlı bir işlem olarak tanımlanabilir (Reiter, 1990):

- Proje sahasında önemli yer hareketi oluşturabilecek tüm deprem kaynaklarının tespit edilmesi ve özelliklerinin ortaya konulması.
- Her kaynak için kaynak-saha uzaklık parametresinin seçimi. Çoğu DDTA'lerinde kaynak ile proje sahası arasındaki en kısa mesafe seçilir.
- Proje sahasında genellikle belirli bir yer hareketi parametresi ile ifade edilen *belirleyici depremin (yani, en kuvvetli sarsıntıyı üretecek depremin) seçimi. Bu seçim, birinci adımda* tespit edilen ve ikinci adımdaki mesafede oluşacağı varsayılan depremlerin oluşturacağı sarsıntı düzeyleri kararlaştırılarak yapılır. Belirleyici deprem (genellikle magnitüd şeklinde ifade edilen) boyutu ve proje alanına olan uzaklığı ile tanımlanır.
- Proje alanındaki tehlike, genellikle belirleyici depremin sahada oluşturacağı yer hareketi cinsinden, kesin olarak tanımlanır. Bir sismik tehlikeyi karakterize etmede en çok kullanılan parametreler pik ivme, pik hız ve tepki spektrumu ordinatlarıdır.

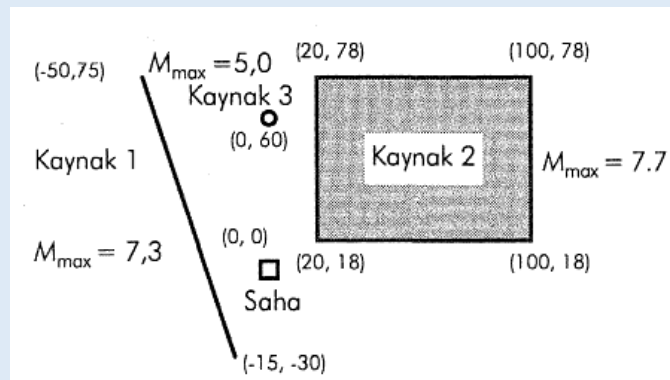
Şekil 1'de DDTA işleyişi şematik olarak verilmiştir. Dört adımda özetlenmeye çalışılan DDTA çok kolay bir işlem gibi görünmektedir ve birçok yönü ile öyledir. DDTA, nükleer santral ve baraj gibi, yıkıldığı zaman çok büyük kayıpların meydana geleceği yapılara uygulandığında, en kötü durum için yer hareketinin değerlendirilmesinde son derece pratik bir

yöntemdir. Ancak, belirleyici bir depremin oluşma ihtimali, oluşacağı varsayılan bölgede oluşma ihtimali sonlu bir zaman aralığında beklenebilecek sarsıntının düzeyi veya değişik adımlarda hesaplanacak olan yer hareketi karakteristikleri üzerindeki belirsizliklerin etkisi hakkında fikir vermemektedir.



Şekil 1. Deterministik deprem tehlike analizinin dört aşaması.

Örnek Soru: Aşağıdaki şekilde görülen proje sahası 1, 2 ve 3 numaralı kaynak zonları ile temsil edilen üç bağımsız sismik kaynağın yakınında yer almaktadır. Deterministik sismik tehlike analizini kullanarak pik ivmeyi hesaplayınız.



Çözüm: Proje sahası yerel bir x-y koordinat sisteminin merkezi olarak alındığında, kaynak zon sınırlarının koordinatları (km cinsinden) parantez içinde verilen değerler olur. 1 nolu kaynak 111 km uzunluğunda çizgisel bir kaynak olup uzunluğu boyunca herhangi bir noktada üretebileceği maksimum depremin büyüklüğü 7.3 'tür. 2 nolu kaynak, alanı 4800 km² olan ve içindeki herhangi bir noktada 7.7 büyüklüğünde deprem üretebilen alansal bir kaynaktır. 3 nolu kaynak ise en çok 5.0 büyüklüğünde deprem oluşturabilen bir nokta kaynaktır. Daha önce tanımlanan dört adımlı işlemi takip ederek:

- i. Verilen problemde her kaynağın yeri ve oluşturabileceği maksimum depremin magnitudün zaten belirlenmiştir. Gerçek DDTA'lerinde bu iş son derece karmaşık ve zor bir iştir.
- ii. Kaynak-saha uzaklığı proje alanı ile her kaynağın arasındaki en küçük mesafe olarak ifade edilebilir. Buna göre uzaklıklar:

Kaynak Zonu	Mesafe, R (km)
1	23.7
2	25.0
3	60.0

- iii. Sarsıntı düzeyinin pik yatay ivme ile yeterli ölçüde temsil edilebileceği varsayılırsa, belirleyici depremi seçmede uygun bir azalım ilişkisi kullanılabilir. Cornell (1979) 'nin batı A.B.D.'nde 20 ile 200 km arasında ve $M=3.0$ ile 7.0 depremlerinden elde edilen verileri kullanarak geliştirdiği: $\ln PHA(gal)=6.74+0.859*M-1.80*\ln(R+25)$ bağıntısını kullanarak, her kaynak zonunda oluşacak pik yatay ivme (PHA) değerleri şu şekilde olur:

Kaynak Zonu	M	R (km)	PHA
1	7,3	23,7	0,42g
2	7,7	25,0	0,57g
3	5,0	60,0	0,02g

Buna dayalı olarak, belirleyici deprem 2 No'lu kaynak zonundaki deprem olacaktır.

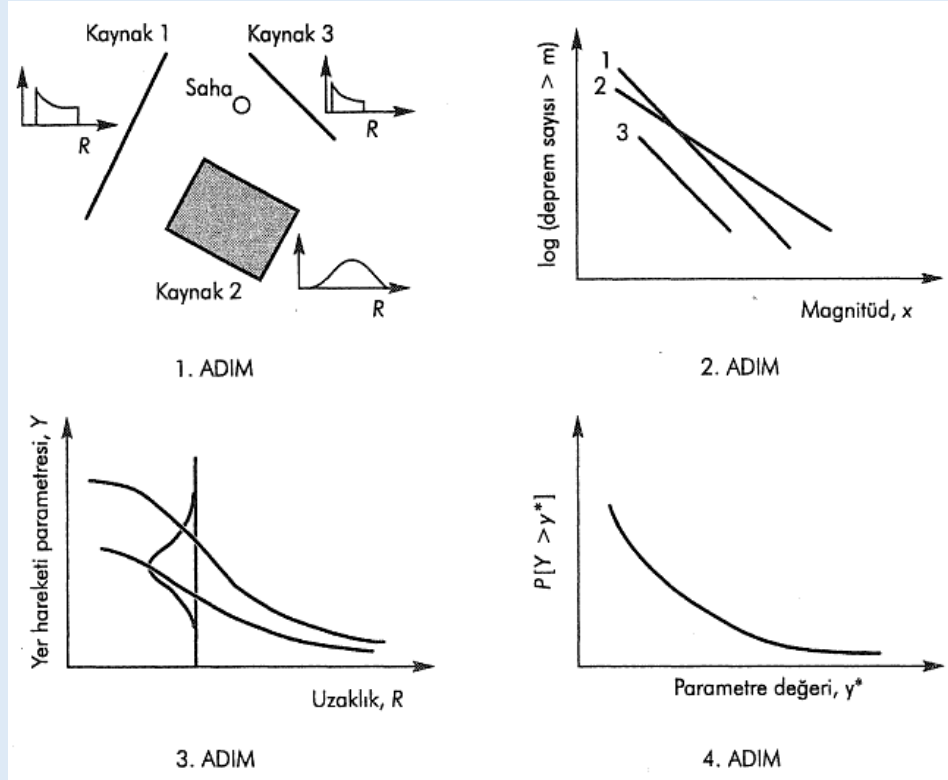
- iv. Sismik tehlike, 7.7 büyüklüğünde ve 25 km uzakta oluşan depremin sonucuna göre belirlenir. Bu depremin proje alanında üreteceği pik ivme 0.570 gal'dir.

2.2. Probabilistik Deprem Tehlike Analizi

Probabilistik kavramların geçtiğimiz 20 ile 30 yılda kullanımıyla birlikte deprem boyutu, yeri ve tekrarlanma aralığı ve deprem büyüklüğü ile lokasyonuna bağlı olarak yer

hareketi özelliklerinde meydana gelen değişimlerde karşılaşılan belirsizlikler, sismik tehlikelerin değerlendirilmesinde hesaba katılmaya başlanmıştır. Probabilistik sismik tehlike analizi (PDTA) ile bu belirsizlikler tespit edilebilmekte, nicel olarak değerlendirilebilmekte ve sismik tehlikeyi daha sağlıklı olarak ortaya koymada akılcı bir şekilde birleştirilebilmektedir. PDTA'nın kavramlarının ve mekaniğini anlamak için olasılık teorisinin temel kavramlar ve terminolojisiyle aşina olmak gerekir. PDTA, Şekil 2'de gösterilen ve her biri DDTA'indeki adımlar ile bir ölçüde benzerlik gösteren dört aşamalı bir işlem olarak tanımlanabilir (Reiter, 1990):

- ▶ Deprem kaynaklarının tespit edilmesi ve özelliklerinin belirlenmesi olan birinci adım, kaynak içindeki potansiyel yırtılma yerlerinin olasılık dağılımların karakterize edilmesi şartı hariç, DDTA'nın birinci adımı ile özdeştir. Çoğu zaman her kaynak zonuna tekdüze olasılık dağılımlı uygulanır. Bu dağılımlar daha sonra kaynak-saha mesafesinin olasılık dağılımlarını elde etmek üzere kaynak geometrisi ile birleştirilmektedir. DDTA ise, her kaynağın proje alanına en yakın noktasında deprem oluşma olasılığını kabul etmekte diğer tüm noktalarda sıfır sayılmaktadır.
- ▶ Bir sonraki adımda, depremsellik veya deprem tekrarlanmasının zamansal dağılımı ortaya konulur. Belirli bir deprem büyüklüğünün aşılabacağı ortalama oranı tanımlayan *tekrarlanma* ilişkisi, her kaynak zonunun depremselliğini belirlemede kullanılır. Tekrarlama ilişkisi ile maksimum büyüklükteki deprem belirlenebilirse de DDTA'lerinde olduğu gibi maksimum deprem büyüklüğü bulunan değer ile sınırlı değildir.
- ▶ Kaynak alanının herhangi bir noktasında oluşabilecek herhangi bir büyüklükteki depremin proje alanında üreteceği yer hareketi, azalım ilişkileri kullanılarak belirlenmelidir. PDTA'da azalım ilişkisine özgü belirsizlikler de hesaba katılır.
- ▶ Son olarak, deprem lokasyonu, deprem büyüklüğü ve yer hareketinin kestirilmesi ile ilgili belirsizlikler birleştirilerek, belirli bir zaman aralığında yer hareketi parametresinin aşılma ihtimali elde edilir.



Şekil 2. Probabilistik deprem tehlike analizinin dört aşaması.

3. Deprem Oluşum Modelleri ve Deprem Tehlike Hesabı

Bir bölgenin sismik aktivitesini göstermek için geleneksel olarak harita üzerine deprem episantrları çizilmektedir. Bu episantrlar depremlerin büyüklükleri göre farklı sembollerle çizilerek hangi bölgenin daha riskli olduğu ortaya konabilir. Deprem tehlikesinin tanımlanması ve sismotektonik haritaların hazırlanması kullanılan veriye ve yöntemle oldukça bağlıdır. Deprem verisinin istatistiksel analizi bir bölgedeki deprem riski ve tehlikesi tanımlı için faydalı bilgiler sağlar. Zaman ve coğrafik koordinatlarda deformasyon enerjisi dağılımı, şiddet ve deprem büyüklüğü olarak tanımlanan deprem verisi tehlikenin bir ölçüsü olarak kullanılabilir.

Deprem riski veya deprem tehlikesi çalışmalarında kullanılacak deprem kataloğun homojen ve sürekli olması gereklidir. Aksi durumda hesaplanacak parametreler güvenli olmayacaktır. Verinin homojen olması ve kullanılan katalogdaki depremlerin aynı tür magnitüd değerleri ile tanımlanmış olması gerekir. Pratikte bu mümkün olmadığından, literatüre de geliştirilmiş değişik magnitüd türleri ve/veya magnitüd-şiddet arasındaki ampirik ilişkiler kullanılarak homojen hale getirilebilir. Verinin sürekli olması, kullanılan zaman aralığında veride herhangi bir kesintinin olmaması anlamına gelmektedir. Bu şekilde hazırlanmış bir veri seti kullanılarak her hangi bir bölgenin deprem potansiyeli,

- a ve b katsayıları (Gutenberg-Richter ilişkisi),
- geri dönüşüm periyotları ve oluşma olasılıkları,
- beklenen maksimum magnitüd,
- sismik durgunluk veya sismik aktivite

gibi parametreler hesaplanarak ortaya konabilir.

Deprem aktivitesi yoğun olan bölgelerde yapılan risk analizleri depremlerin oluş sıklıklarının ve tekrarlanma periyotlarının belirlenmesi açısından önem kazanmaktadır. Bu amaçla çeşitli modeller oluşturulmuş olup, bunların bir kısmı istatistiksel yöntemleri içermektedir. Gamma ve Weibull dağılımları ile Markov, Poisson ve Gumbel bu amaçla en sık kullanılan modellerdir. Elastik rebound teorisine göre, herhangi bir fay üzerinde veya fay kesiminde meydana gelen depremler tarihsel depremlerle ilişkilidir. Üstel fonksiyonu kullanan hiçbir sismik risk değerlendirmesi literatürde mevcut değildir.

3.1. Gutenberg-Richter (G-R) İlişkisi

Bir ana şokun oluşumundan sonra büyük artçı şokların sıkça olmadığı bilinir. Sayısal olarak, artçı şokların magnitüdü ne kadar büyük olursa sayıları da üstel olarak azalır. Bu ampirik yasa Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi olarak adlandırılır. Eğer matematiksel anlamda açıklanacak olursa, magnitüdü M ve $M+dM$ arasındaki artçı şokların sayısı (Gutenberg ve Richter, 1944) $n(M) dM$ olarak ifade edilir;

$$\log_{10} n(M) = a - bM \quad (1)$$

veya

$$n(M) = 10^{a-bM} \quad (2)$$

Burada, a ve b sabit terimlerdir. a ; tüm artçı şok aktivitesini ifade eder. b ; küçük artçı şokların sayısının büyük artçı şoklara sayısına oranıyla oldukça ilişkilidir ve büyük b -değerleri büyük depremlerin sayısının nispeten azaldığı anlamına gelir. $N(M)$, M 'den daha büyük artçı şokların kümülatif sayısı ($n(M)$ 'nin yerine kullanılır) olarak ifade edilir ve;

$$N(M) = \int_M^{\infty} n(x) dx \quad (3)$$

eşitliği ile verilir. 2. ve 3. eşitliği kullanarak aşağıdaki formül elde edilir;

$$N(M) = \int_M^{\infty} 10^{a-bx} dx = 10^a \int_M^{\infty} e^{-\beta x} dx = \frac{10^{a-bM}}{\beta} \quad (4)$$

Burada $\beta = b \ln 10$ ve $\ln$; doğal logaritmadır. 4. eşitliğin her iki tarafının ve $A = a - \log \beta$ 'nin logaritması alınır aşağıdaki eşitlik elde edilir;

$$\log N(M) = a - bM - \log \beta = A - bM \quad (5)$$

Gerçek gözlemlerde M magnitüdü azaldığı için, depremleri belirlemek zorlaşır. Eğer bu M magnitüdünün daha alt belirleme sınırının M_{th} olduğu kabul edilirse;

$$n(M) = 10^{-b(M-M_{th})} n(M_{th}) = n(M_{th}) \exp\{-\beta(M-M_{th})\} \quad (6)$$

eşitliği elde edilir. Burada $M-M_{th}$ 'ın üstel dağılım olduğu görülür. Bu ifadeyi olasılık yoğunluk fonksiyonuna dönüştürmek için şu kabullenme yeterlidir;

$$f(M) = \beta \exp\{-\beta(M-M_{th})\} \quad (7)$$

M değeri için $n(M)$ 'nin ne zaman M 'den ∞ 'a kadar gideceği 1. eşitlikle belirlenir. 7. eşitliğin 2. eşitlikten elde edilebileceğini söylemek mümkündür ve tüm artçı şok aktivite seviyesini içermediğine işaret eder.

b -değeri genellikle 1.0 civarında değerler almasına rağmen, Gutenberg ve Richter (1954) b -değerinin bölgeden bölgeye değişim gösterdiğini ifade etmiştir. b -değeri ayrıca zamanla da değişim gösterir. Öncü ve artçı şokların farklı b -değerleri içerdiğinin bulunmasından sonra b -değerindeki zamana bağlı değişimler birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir.

Eğer en küçük deprem olasılığı M_{min} magnitüdüne sahipse, G-R ilişkisi popülasyondaki toplam deprem sayısının $10^{a-bM_{min}}$ 'a eşit olduğunu ortaya koyar. Sonuçta, rasgele seçilen bir depremin M magnitüdlü bir depreme eşit veya büyük olma olasılığı şu şekilde verilir;

$$P(M) = \frac{10^{a-bM}}{10^{a-bM_{min}}} = 10^{b(M_{min}-M)} \quad (8)$$

Dolayısıyla, M_1 magnitüdlü ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_2 'ye eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı ise;

$$N_A(M_1, M_2) = N_A(M_1, M_{min}) P(M_2) = N_A(M_1, M_{min}) 10^{b(M_{min}-M_2)} \quad (9)$$

olarak verilir (Felzer, 2003). Burada $N_A(M_1, M_{min})$; M_1 magnitüdlü ana şokun ürettiği artçı şokların toplam sayısı ve $P(M_2)$; magnitüdü M_2 'ye eşit veya büyük olabilecek rasgele bir artçı şokun olasılığıdır. Bu eşitlik küçük ana şokları takiben kaç tane büyük artçı şokun

olabileceğini tahmin etmede kullanılabilir. $N_A(M_1, M_{min})$ 'i çözmek ve $N_A(M_1, M_2)$ için belirgin bir ifade elde edebilmek için Båth yasası olarak bilinen ampirik bir ilişki kullanılır.

3.2. Magnitüd Tamamlılık (Süreklilik) Analizi

Tamamlılık magnitüdü M_c (cut-off magnitude, kesme magnitüdü, süreklilik magnitüdü); verinin %90-95'inin bir güç yasası ile modellenemediği magnitüd olarak ifade edilir. Magnitüd-deprem sayısı ilişkisi olarak bilinen b ve artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden p parametrelerinin tahmini için, tüm magnitüd bantlarında tam bir veri seti kullanmak önemlidir. Magnitüd tamamlığı M_c , bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak sistematik bir biçimde değişim gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler yanlış b tahminlerine neden olur. Tipik olarak M_c , artçı şok dizisinin önceki kısmında yüksek olacaktır, çünkü küçük depremler çok kuvvetli üst üste binmelerden dolayı kayıt edilemeyebilir. Bu nedenle zamanın bir fonksiyonu olarak dikkatli M_c çözümleri, sonuçların doğruluğunu tehlikeye sokmaksızın, sonradan oluşturulacak haritalama için mevcut verinin maksimum sayısını kullanmak amacıyla yapılır. M_c tahmini; Gutenberg-Richter ilişkisine ve M_c 'nin yaklaşık ilk dizisi olarak frekans-magnitüd eğrilerinin ilk türevinin maksimum değer hesabına dayandırılmıştır. Üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi tüm dizi için yapılmalıdır. Küçük depremlerin tüm setine bağlı sismisite çalışmalarının benzer M_c ile sınırlandırılmaları veya analiz için gerekli minimum magnitüd M_c 'nin en yüksek değerine yükseltmek zorunda olduğu, küçük magnitüdlere için bir güç yasası davranışından herhangi bir türetme yapılmadan önce bölge ve zamana bağlı M_c 'nin dikkatli bir tahmininin gerekli olduğu belirtilmiştir (Wiemer ve Wyss, 2000). M_c , tüm sismisite tabanlı çalışmalar için önemlidir. M_c 'nin bölge ve zamana bağlı değişimleri sismik kataloglarda oldukça yaygındır ve bilhassa artçı şok dizisinin ilk günleri boyunca zamanla değişim gösterir ve genellikle zamanla düşer. Yüksek M_c değerleri çıkarılırsa, analiz için magnitüd başlangıcı düşebilir ve kullanılabilir veri miktarı yükselebilir. Eğer tamamlılık zamanla güçlü değişimler gösteriyorsa, M_c tahmini az güvenilirdir. Tamamlılık analizi için iki parametrenin düzenlenmesi gerekir (Wiemer ve Katsumata, 1999):

- a) Minimum magnitüd başlangıcı (M_{min})
- b) Minimum zaman başlangıcı ($T_{başlangıç}$)

Sismisite çalışmalarında daha kaliteli sonuçlar için, verinin maksimum sayısının kullanılması oldukça önemlidir. Güvenilir bir M_c bilgisi, pek çok sismisite çalışması ve olası deprem tehlikesi çalışmaları için önemlidir ve sismik çalışmaların bir parçası olarak

düşünülmelidir. M_c değişiminin bilinmesi, b -değerini kullanan bölgesel çalışmalar için önemlidir. Magnitüd-deprem sayısı dağılımı ile ilgili çalışmalar için M_c 'nin bilinmesi şarttır. Birkaç dezavantaja rağmen, magnitüd-deprem sayısı üzerine dayandırılmış M_c değerlendirmeleri sismisite analizi için tam faydalı bir çözüm değildir (Wiemer ve Wyss, 2000). En basit yaklaşım en kısa $T_{başlangıç}$ zamanı için M_{min} 'u seçmek ve dolayısıyla dizinin ilk kısmı için tanımlanmış en yüksek M_c 'yi kullanmaktır. Bununla birlikte bu yaklaşım, çok fazla miktardaki kullanılabilir veriyi yok eder (Wiemer ve Katsumata, 1999).

3.3. Deprem Riskinin Üstel Dağılım Modeli ile Tanımlanması

X , M magnitüdüne sahip rastgele bir değişken olsun. λ ve θ parametrelili üstel dağılım modeli için olasılık yoğunluk fonksiyonu:

$$f_M(x) = \lambda e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \lambda > 0 \quad \theta \leq x \leq +\infty \quad (10)$$

Burada λ ; üstel olasılık yoğunluk fonksiyonudur ve $\lambda = (\bar{x} - \theta)^{-1}$ ile verilir. $\bar{x}$, ortalama magnitüd, θ ; en küçük magnitüd değeridir. Dolayısıyla X , rastgele değişkeninin dağılım fonksiyonu:

$$F_M(x) = \int_{\theta}^x \lambda e^{-\lambda(u-\theta)} du = 1 - e^{-\lambda(x-\theta)} \quad \lambda > 0 \quad \theta \leq x < +\infty \quad (11)$$

F_i , yıllık tahmin edilen oluşum sayısı şu şekilde verilir:

$$F_i = f_M(x) * (\text{yıllık ortalama gözlenen deprem sayısı})$$

Dolayısıyla, ortalama geri dönüşüm periyodu ise $RP = 1/F_i$ olarak hesaplanır (Çobanoğlu vd., 2006).

3.4. Deprem Riskinin Poisson Modeli ile Tanımlanması

Poisson modeline göre, bir deprem için beklenen zamanın dağılımı, bir önceki depremin oluşum zamanından sonraki zamandan etkilenmez. İstatistiksel veriler Poisson dağılımının özellikle büyük depremler için geçerli olduğunu ortaya koymuştur. Araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda Poisson ve Markov modelleri kıyaslanmış ve Poisson modelinin, bir bölgede sığ ve orta büyüklükteki deprem oluşumları için Poisson modelinin deprem tehlikesini tahmin etmede yeterli olduğunu ortaya koymuştur. Poisson modeli, deprem oluşumunu modellemekte en çok kullanılan yöntemidir. Bu yöntemde, deprem oluşunun bir Poisson dağılımı olduğu kabul edilmekte ve deprem olma olasılığı aşağıdaki bağıntı ile ifade

edilmektedir. Böyle bir modelde, kümülatif frekans dağılımı, yani t zaman aralığında N veya daha az deprem bulunma olasılığı,

$$F(N, t) = \sum_{k=0}^N \frac{(\lambda t)^k}{k!} e^{-\lambda t} \quad (12)$$

ile verilir. Poisson dağılımında deprem oluşumları arasındaki zamanlar negatif üstel dağılımı gösterirler.

$$P(t) = -\lambda e^{-\lambda t} dt \quad (13)$$

Burada, $P(t)$; iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının, $(t, t+dt)$ zaman aralığı içerisine düşme olasılığıdır. Buna karşılık gelen kümülatif dağılım fonksiyonu,

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (14)$$

dir. $F(t)$, iki deprem arasındaki verilen bir zaman aralığının t ve daha az olma olasılığıdır. Poisson modeline göre bir sonraki depremin oluşması için geçen bekleme zamanının dağılımı, bir önceki depremin oluşumundan itibaren geçen zamandan etkilenmez ve istatistik veriler Poisson modelinin büyük depremler için geçerli olduğunu göstermektedir. Verilen bir zaman diliminde, magnitüdlere M_1 değerinden büyük veya ona eşit olan depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M \geq M_1)$ ve sismik risk değerleri hesaplanabilmektedir.

Magnitüd-frekans bağıntılarından yararlanarak Poisson modeli için deprem parametreleri şu eşitliklerle hesaplanır:

$$\begin{aligned} a' &= a - \log(b - \ln 10) \\ a_1 &= a - \log T \\ a_1' &= a' - \log T \end{aligned} \quad (15)$$

Burada T , araştırılan zaman periyodunu ortaya koyar. Sismik riski hesaplamak için kullanılan normal frekans değeri aşağıdaki şekilde verilir:

$$N(M) = 10^{q_1 - bM} \quad (16)$$

Bir bölge için sismik risk değerleri,

$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T^*} \quad (17)$$

bağıntısından bulunur. Burada T^* değeri, deprem oluşma riskini hesaplamak için kullanılan zaman oranını gösterir. $n(M)$ değerlerinden dönüş periyodu yıl olarak aşağıdaki bağıntı kullanılarak hesaplanabilmektedir,

$$Q = \frac{1}{n(M)} \quad (18)$$

3.5. Gumbel Uç Değerler Dağılım Modeli ile Deprem Riskinin Hesaplanması

Maksimum magnitüdlü depremlerin oluşma olasılıklarının *Uç Değerler Teorisi* kullanılarak tespit edilebileceği çalışması ilk olarak Nordquist (1945) tarafından yapılmıştır. En büyük deprem magnitüdlerine uygulanan Gumbel teorisinin matematiği birçok araştırmacı tarafından rapor edilmiştir Gumbel (1958) tarafından bulunan uç değerler teorisinin avantajı, deprem oluşumlarının istatistiksel analizinde verilerin eksik olması durumunda da kullanılabilmesidir.

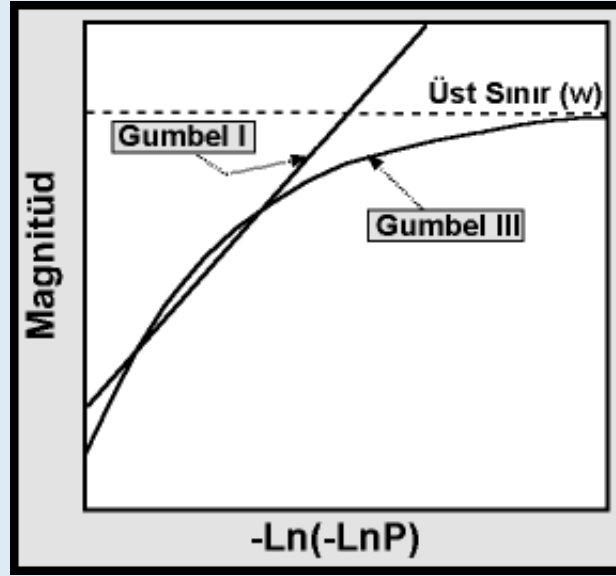
Genelde Gumbel teorisi, daha önceden belirlenen aralıklarda, en büyük magnitüd değerleri kullanılarak deprem verilerinin sıralanmasında kullanılmaktadır. $G(m)$, uç değerlerin 3 ayrı asimtotik dağılımlardan biri olarak tanımlanabilmektedir. Uç değerlerin asimtotik dağılımlarından birincisi olan *Gumbel I*,

$$GI(m) = \exp[-\exp(-\alpha(m-u))] \quad \alpha > 0 \quad (19)$$

ve *Gumbel III*,

$$GIII(m) = \exp\left[\left(\frac{w-m}{w-u}\right)^k\right] \quad m \leq w, u \leq w, k > 0 \quad (20)$$

bağıntıları ile hesaplanmaktadır. Bu iki dağılımın grafiksel değişimi Şekil 3' te gösterilmiştir. Bu bağıntılarda, k ; kavisleşme parametresi, w ; uç değerlerin aralığının üst sınırı ve u tekrarlanan uç değerlerin karakteristik değeridir. Gumbel I dağılımı bir doğru, Gumbel III dağılımı ise eğriseldir. Gumbel III dağılımı üst sınıra asimtotik olmasından dolayı, deprem istatistik çalışmaları için daha avantajlıdır. Gumbel dağılımları kullanılarak herhangi bir bölge için beklenen maksimum magnitüd ve geri dönüşüm periyotları hesaplanabilir. Ayrıca, 19 ve 20 bağıntılarındaki m parametresi değiştirilerek şiddet ve ivme çalışmalarında da kullanılabilir.



Şekil 3. Gumbel I ve Gumbel III eğrilerinin değişimi. Burada, P ; olasılığı göstermektedir.

3.6. Markov Modelleri ve Diğer Modellerle Kıyaslama

Deprem riski çalışmalarında en çok kullanılan yöntem Poisson modelidir. Modelin temel özelliği, olayların oluşumunu uzay ve zaman boyutunda bağımsız varsaymasıdır. Poisson modelinden yararlanarak Gumbel uç değerler dağılımı ve Weibull olasılık dağılımı gibi teknikler kullanılarak deprem riski hesaplanabilir. Ayrıca Markov modeli de mevcuttur. Markov modelinde olayların oluşumunun uzay ve zaman boyutunda bağımlılıkları söz konusudur. Her olayın kendinden bir önceki olaya bağlı olduğu kabul edilir. Buda modelin tek adım bellek özelliğidir. Semi-Markov model ise, Markov modelini temel alarak deprem riski hesaplarına uygulanır. Markov modeline göre üstün yanı olayların uzay boyutunda bağımlı olmalarına karşın zaman boyutunda bağımsız değerlendirilmeleridir. Olaylar kendinden önceki ve gelecek olana bağlı olduklarından arada geçen zaman önemli bir rol oynar. Buda modelin çok adım bellek özelliğidir.

Semi-Markov modeli ve deprem olayı arasındaki bağlantıya bakılacak olursa, birbirleriyle tektonik ilişkisi olan bölgelerde iyi sonuç vereceği öne sürülmüştür (Altınok, 1991). Birbirleriyle tektonik olarak ilişkili olan bölgelerde özellikle büyük depremlerin magnitüdlerinin ve oluşum zamanlarının rastgele olmadığı ileri sürülmüştür. Semi-Markov modeline göre belirli bir bölgede oluşacak depremin büyüklüğü önceki depremin büyüklüğüne ve arada geçen zamana bağlıdır. Poisson modeli bölgesel çalışmalarda ve geniş alanlarda iyi sonuç vermekle birlikte, Markov ve Semi-Markov modeli yerel çalışmalarda ve benzer tektonik özellik gösteren alanlarda kullanılabilir. Üstel dağılım yöntemi ise

magnitüdü 5.0 veya daha küçük magnitüdlü depremler için uygun değildir (Çobanoğlu vd., 2006).

Poisson modeli, küçük depremler için elde edilen gözlemsel verilerle her zaman uyumlu olmamaktadır. Bunun başlıca nedeni küçük magnitüdlü depremlerin çoğunlukla ana şoka bağlı olarak ortaya çıkan artçı depremler niteliğinde olmasıdır. Hâlbuki Poisson modeli, bağımsızlık varsayımı nedeniyle depremlerin zaman ortamında bu kümeleşme özelliğini içermemektedir. On yıldan daha büyük aralıklarla oluşan depremler için Poisson modeli, Markov modelinden elde edilen sonuçlara yakın değerler verir.

Yapılan çalışmalar, orta ve küçük depremler ile büyük kaynak bölgeleri için Poisson modelinin gerçekçi sonuçlar sağladığını, ancak uzun fay hatları üzerinde yer alan büyük depremlerin modellenmesi için Semi-Markov ve karakteristik deprem oluşum modelinin daha uygun olduğunu göstermektedir. Sık ve orta büyüklükte deprem oluşumlarını içeren bölgelerdeki deprem tehlikesinin tahmini için Poisson modeli yeterlidir. Seyrek fakat çok büyük deprem oluşumlarına haiz bölgelerde ise Poisson modelinin kullanılması kısa vadedeki deprem tehlikesi tahminlerinde gerçekten daha büyük, uzun vadedeki deprem tehlikesi tahminlerinde ise gerçekten daha küçük aşılma olasılıklarına yol açar.

4. Sismik Durgunluk ve Deprem Oluşumlarının İstatistiksel Olarak Değerlendirilmesi

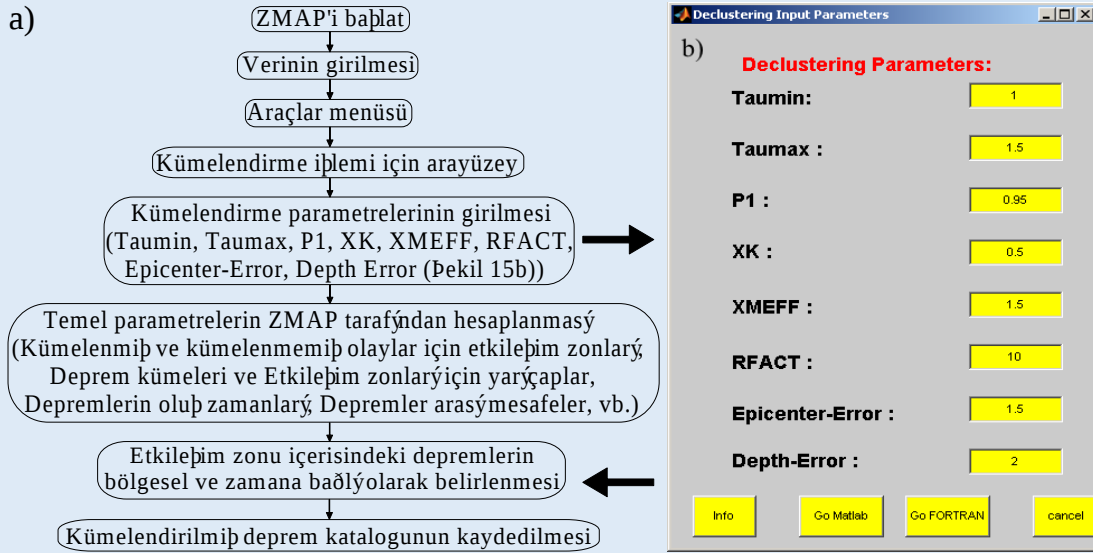
Sismik aktivite oranı, yer kabuğunun belirgin bir bölgesinde gerilme dağılımının araştırılabilmesi için tanımlayıcı bir araç olarak birçok çalışmada kullanılmaktadır. Birçok araştırmacı depremlerden birkaç yıl öncesinde odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun varlığını ortaya koymuştur: Tokachi-Oki depremi, Tonga-Kermadec depremi, Morgan Hill depremi, San Andreas depremi, Izu-Oshima depremi, Nihonkai-Chubu depremi, Kurile depremi, Colfiorito depremi, Thessaloniki, Volos, Corinth Körfezi ve Kefalonia depremleri ve Chi-Chi depremi. Geçmiş depremlerin öncülüğü üzerine yapılan bazı çalışmalar, öncü durgunluğun oluşumunu içeren belirli bir bölge ve zamandaki sismisite oluşumlarının, sismotektonik yapıyla ilişkili olabileceğini desteklemektedir (Wyss ve Habermann, 1988a,b; Wyss vd., 1997). Sismik durgunluk hipotezi, sismik aktivite oranının önemli oranda azaldığını ifade eder ve ana şoklardan önce sismik bir durgunluğun gözlemlendiğini ortaya koyar. Bu tür değişimler sabit ve güvenilir sismik karakterler olarak tanımlanabilirse, sonraki olaylardaki ana şokların tahmini için kullanışlı olabilir. Bu hipotez ayrıca, bazı ana şoklardan önce sismik durgunluğun hakim olduğunu ve aynı kabuksal

derinlikteki sabit aktivite oranına kıyasla ana sismik orandaki düşüşün önemli olduğunu varsayar. Sismik aktivite oranındaki düşüş net bir kriterle tanımlanmalı ve ana şok civarındaki tüm bölgede veya kaynak derinliği civarında gözlenmelidir. Bazı durumlarda durgunluğun ana şok zamanına kadar sonlandığı fakat bazı olaylarda ise artan sismisite periyodu ile ana şoktan ayrıldığı gözlenir. Nispeten küçük bir zaman ve alanda sismisite oran gözlemlerinin kıyaslama olasılığı büyük kabuksal derinlik ve uzun zaman aralıklarındaki ortalama sismisite oranına dayalı olarak sabittir.

Önemli sismik durgunlukları belirleyebilmek için, bölgesel bir deprem kataloğunun ana şok ve ikincil olaylara ayrılması yani bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması (*decluster*, yeniden kümelendirme) gerekir. Bu ayırma işlemi, Reasenber (1985) algoritması kullanılarak yapılabilmektedir. Bu yöntem tüm bağımlı olayları her bir kümelenden uzaklaştırır ve tek bir olaya atfeder. Yeniden kümelendirme işlemi bazı yapay kullanımlar sağlar. Aslında yeniden kümelendirme algoritması, ana şok episantrına kıyasla küçük veya büyük bölge veya zaman aralığında artçı şokların uzaklaştırılmasına olanak sağlayan bazı giriş parametrelerini içerir. Bu parametreler ve kümelendirme işleminin akış diyagramı Şekil 4'te verilmiştir. Tam bir katalogdan yani artçı şoklarla birlikte diğer türdeki deprem oluşumlarını (öncü şok, deprem yığılımları, deprem çiftleri gibi) içeren deprem kataloğundan depremlerin tekrarlama istatistiklerinin türetilmesi ve bunun ana şok oluşumlarını tahmin etmek için kullanılması doğru sonuçlar ortaya koymayacağı için, tüm kümelendirilmiş olayların ayrılması gerekir. Aksi takdirde, büyük ana şokların olasılığı için yanlış tahminler yapılabilir. Çünkü magnitüd-deprem sayısı eğrisinin eğimi ana şok olmayan çok sayıda küçük olaydan etkilenecektir. Dolayısıyla, artçı şokların uzaklaştırılması, magnitüd-deprem sayısı eğrisini az daha eğimli yapacak ve deprem oluşumlarının tahmininde daha güçlü sonuçlar ortaya koyacaktır.

Reasenber (1985) modeli ile birlikte, bir depremin etkileşim alanında meydana gelen herhangi bir depremin bir artçı şok olduğunu ve istatistiksel olarak bu depreme bağlı olduğunu kabul eden Savage (1972) modeli, Gardner ve Knopoff (1974) modeli, Uhrhammer (1986) modeli, artçı şokları tanımlamak için bölge-zaman penceresi kullanmaya gerek duymayan ve her bir depremin bir artçı şok olma olasılığını tahmin etmek için ETAS modeli kullanan daha karmaşık bir model ve Wu ve Chen (2007) tarafından önerilen modeller gibi farklı kümelendirme modelleri de mevcuttur. Wu ve Chen (2007) tarafından önerilen kümelendirme modeli Davis ve Frohlich (1991) tarafından önerilen modele benzerdir. Bu modele göre, ana şok için verilen bir başlangıç magnitüdüne bağlı olarak, kümelendirme algoritması bölge (5 km) ve zamana (3 gün) bağlı olarak iki parametre tanımlar. Bir depremin

episantrı ve oluşum zamanı bir ana şokun bölge-zaman penceresi içinde ise bu olay artçı şok olarak tanımlanır. Sonra, model ikincil artçı şokları arar. Tüm katalog ana şok ve artçı şokların birçok dizisi ile ayrılır. Bölgesel ve zamana bağlı parametreler (5 km ve 3 gün) kullanılarak artçı şoklar katalogdan çıkarılır.



Şekil 4. Reasenberg (1985) modeline göre a) yeniden kümelendirme işleminin akış şeması b) kümelendirme işlemi için gerekli giriş parametreleri penceresi. Hesaplama kullanılan giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir

Taumin; kümelendi ve kümelendi olmayan olaylar arasındaki minimum zaman (gün), *Taumax*; kümelendi ve kümelendi olmayan olaylar arasındaki maksimum zaman (gün), *RFACT*; kırık yarıçapı ölçeğine dayalı olarak bağımlı olaylar arasındaki mesafeyi hesaplamada kullanılan bir faktör, *XMEFF*; katalog için etkili daha düşük kesme magnitudü, *P1*; bir dizideki sonraki olayın güvenilir bir biçimde gözlenmesi için gerekli zaman için güvenilirlik ölçüsü, *XK*; büyük ana şoklardan sonraki katalog başlangıcını ayarlamak için *Tau* (τ) zamanının hesaplanmasında kullanılan bir faktör ($\Delta M = [(1-xk)M - xmeff]$, burada M =ana şok magnitudü, $\Delta m = M_{max} - M_{min}$), *Epicenter-Error* (episantr hatası); km olarak yatay konum hatası ve *Depth-Error* (derinlik hatası); km olarak episantr konumundaki düşey hatadır. Varsayılan değerler Kaliforniya depremi içindir. Yeniden kümelendirme işlemi yapıldıktan sonra performansı hesaplamak için kümülatif deprem sayısı grafiği ile desteklenmelidir. Arabasz ve Hill (1996), Utah bölgesinde 1962-1995 yılları arasındaki aletsel deprem katalogunu kullanarak, varsayılan değerlerin Kaliforniya dışındaki farklı bölgesel deprem kataloglarına da uygulanabileceğini

göstermişlerdir. Ayrıca, Console vd. (2000) İtalya’da, Chouliaras ve Stavrakakis (2001) Yunanistan’da ve Helmstetter vd. (2006) ise Kaliforniya’da yaptıkları çalışmalarda Reasenberg (1985) algoritmasını kullanmışlardır. Bununla birlikte, Katsumata ve Kasahara (1999), Kurile (Japonya) depremi için yaptıkları çalışmada kümelenendirme işlemi uygulanmış veriyi kullanmışlar fakat kümelenendirme işlemi sonucunda tüm verinin yalnızca %3’nün ayrıldığını ve sonuçların fazla değişmediğini dolayısıyla bu yöntemin oldukça özel (sübjektif) olduğunu belirtmişlerdir.

Reasenberg (1985) yaptığı çalışmada, katalogdaki her bir deprem civarındaki birbirinden etkilenen zonları modelleyerek artçı şok oluşumlarını tanımlamıştır. Bu modele göre, bir depremin etkileşim alanında meydana gelen herhangi bir deprem bir artçı şok olarak ifade edilir ve dolayısıyla istatistiksel olarak bu depreme bağlı olduğu düşünülmelidir. Sonuçta etkileşim zonu içerisindeki olaylar bir kümelenmeye ait olarak tanımlanır. Bağımsız bir olay (henüz bir küme ile ilişkili olmayan) önceden kümelenmiş bir olay ile ilişkili olduğu zaman bu olay mevcut kümenin bir elemanı olur. Farklı kümelere ait iki olay birbiriyle ilişkili olduğu zaman her bir küme farklı bir grup olarak tanımlanır. İki bağımsız olay birbiriyle ilişkili ise bu olaylar yeni bir küme olarak tanımlanır. Reasenberg (1985) tekniği bir dizideki ilk olayın ana şok olduğunu kabul eder ve sonraki büyük deprem büyük ana şok olur.

Etkileşim zonları bölge ve zamana bağlı olarak modellenir. Etkileşim zonunun bölgesel uzanımı her bir deprem civarındaki gerilme dağılımının bir tahminine dayanır. Reasenberg (1985) modeline göre en güçlü iki olay, en son meydana gelen olay ve mevcut dizideki bir önceki en büyük olaydan kaynaklanan gerilme dağılımını gösterir ve diğer olayları ihmal eder. Etkileşim zonunun modellenmesi için uzunluk ölçeği kaynak boyutlarına bağlıdır. Gerilmenin etkisini modellemek için, en son olayın etkisi olayın kaynak boyutunun bir Q parametresi ile çarpılması sonucu ölçeklenir ve bunun en büyük değeri basitçe onun kaynak boyutu olarak tanımlanır. Her bir olay için kaynak boyutu, gerilme düşümünün 30 bar olduğunu varsayan olayların momenti ile ilişkili dairesel bir kırık yarıçapı ile hesaplanır. Moment ise M_D kullanılarak USGS tarafından $\log M_0 = 17 + 1.2M_D$ ilişkisi ile hesaplanır (Bakun, 1984). Örneğin, $Q=10$ için etkileşim zonunun boyutları $M=2.0$ için 0.7 km, $M=4.0$ için 4.6 km olarak hesaplanmıştır. Etkileşim zonunun bölgesel uzanımının modellenmesindeki kabullenmeler oldukça basite indirgenmiştir. Bununla birlikte, yapılan testler hem tanımlanan kümelerin sayısının hem de bir kümedeki ilişkili depremlerin toplam sayısının etkileşim zonlarını tanımlayan parametrelerdeki değişimlere oldukça duyarsız olduğunu göstermektedir.

Etkileşim zonunun zamana bağlı uzanımı, olasılığa dayalı bir model ile hesaplanır. Bir artçı şok dizisi ile ilişkili olan önceki bir deprem için, bu depremden sonraki kümelenmiş bir olay haricindeki Tau zamanının süresinin bilinmesi gerekir çünkü dizideki gelecek olayın gözlenmesi için gerekli sürenin doğru olarak hesaplanması gerekir. Reasenberg (1985), artçı şok dizilerinin rastlantıya bağlı bir modelinden τ zamanını türetmiştir. Bunun için ilk olarak artçı şokların zamanla azalma oranını (beklenen oranı) modelleyen Omori yasasını aşağıdaki şekliyle dikkate almıştır:

$$a(t) = Ct^{-\alpha}, \quad t \geq t_0 \quad (21)$$

Burada $M \geq M_{min}$ magnitüdler için kataloğun tamam olduğu kabul edildikten sonra $t_0=1$ gün alınmıştır. C değerinin yalnızca dizinin en büyük olayı M_{mak} ve en küçük olayı M_{min} magnitüdünün bir fonksiyonu olduğu varsayılmıştır. 10. eşitliğin integrali t_0 'dan (başlangıç) T 'ye (bitiş) kadar olan zamanda katalogdaki olayların beklenen sayısını verir:

$$n(M_{mak}, M_{min}, T) = \int_{t_0}^T C(M_{mak}, M_{min}) t^{-\alpha} dt$$

Mogi (1962)'de verildiği gibi temsili bir $\alpha=1$ değeri alınarak:

$$n(M_{mak}, M_{min}, T) = C(M_{mak}, M_{min}) \ln(T / t_0) \quad (22)$$

C değeri ile ilişkili olarak Kaliforniya'da meydana gelen büyük ve orta büyüklükte yedi depremin artçı şok kataloglarındaki en büyük ve en küçük magnitüdler kullanılarak:

$$\log_{10} C = 2(M_{mak} - M_{min} - 1) / 3 \quad (23)$$

eşitliği elde edilmiştir. Bu eşitliğin kabul edilmesi ve 10. ile 12. eşitliğin birleştirilmesi artçı şokların beklenen oranını verir ($M_{min} \leq M \leq M_{max}$):

$$a(\Delta m, t) = 10^{2(\Delta m - 1)/3} t^{-1} \quad (24)$$

Burada $\Delta m = M_{max} - M_{min}$ 'dir ve artçı şok dizisi, oran parametresi $a = a(\Delta m, t)$ ile zaman bağımlı bir Poisson süreç olarak modellenmiştir. Zaman sürecince $(t, t + \tau)$ x adet depremin gözlenme olasılığı şu şekilde verilir:

$$P(x, a(t), \tau) = \frac{e^{-a\tau} (a\tau)^x}{x!} \quad (25)$$

Aynı zaman aralığında bir veya daha fazla olayın gözlenme olasılığı ise:

$$P = \sum_{x=1}^{\infty} p(x, a(t), \tau) = 1 - P(0, a(t), \tau) = 1 - e^{-a(t)\tau} = 1 - \exp[-10^{2(\Delta m-1)/3} (\tau / T)] \quad (26)$$

eşitliği ile verilir. Burada τ zamanı:

$$\tau = \frac{-\ln(1-P)t}{10^{2(\Delta m-1)/3}} \quad (27)$$

eşitliği ile verilir. Bu zamanın çözümlenmesi, dizi içerisindeki sonraki olayın güvenilir bir biçimde gözlenmesi için gerekli zaman aralığının hesaplanmasını sağlar. $P=0.95$ ($P1$ veya Pr olarak ta verilmektedir) için τ zamanı aşağıdaki eşitlikle verilir:

$$\tau = \frac{3t}{10^{2(\Delta m-1)/3}} \quad (28)$$

τ değeri t ile orantılı olduğu için, dizi içerisindeki sonraki olayın gözlenmesi için gerekli zaman aralığının güvenilir olması için beklenen zaman sınırsızdır. τ zamanı için (büyük t) ideal bir üst sınır, yerel sabit sismik aktivite oranı ile ters orantılı olarak bir olacaktır. Bununla birlikte, Reasenberg (1985) çalışmasında, $\tau \leq 10$ gün olarak kullanmıştır. Bir küme ile ilişkili olmayan depremler için $\tau(t=0)=1$ alınmıştır. Bu basite indirgemeler hesapların güvenirliliği için yapılmıştır ve sonuçlar üzerinde fazla etkili değildir. Reasenberg (1985), farklı model parametreleri ile yaptığı denemeler sonucunda kümelenendirme algoritması davranışının belirgin olarak katalogdaki bölge zaman sismisitesini yansıttığını ve nispeten etkileşim zonu parametrelerinin seçimine duyarsız olduğunu ifade etmiştir. Sonuç kümelerinin ana sismisite dağılımını temsil ettiğine inanılır ve model uygulamasının yapay olduğu düşünülmez. Yeniden kümelenendirme işlemi tamamlandıktan sonra daha güvenilir, tekdüze ve daha güçlü bir deprem verisi elde edilir. Bununla birlikte, model uygulamasının katalog içerisindeki önemli sayılabilecek bir olayı çıkarması kümelenmenin şeklinde önemli bir değişime de neden olabilir.

Reasenberg (1985), model parametrelerine bağlı olarak etkileşim modelinin güvenirliliğini test etmek için, kümelenendirme algoritmasını farklı Q ve P değerleri kullanarak sabit bir deprem verisine uygulamıştır. Kümelenme sayısını ve bir kümeyle ilişkili olayların sayısını ortaya koyan detaylı tablolar hazırlamış ve bu sayıların Q değerine güçlü bir şekilde bağlı olmadığını belirtmiştir. Bununla birlikte, belirgin bir P değerinin üzerinde özellikle $P < 0.8$ için, kümelenme sayısının artarken bir kümeyle ilişkili olayların sayısının azaldığını ifade etmiştir. Sonuç olarak, $RFACT$ parametresi ile Q parametresi aynıdır ve bu yöntem ile bazı kümelenmiş diziler birbirinden ayrılmış daha küçük olaylara dönüştürülür ve bazı olaylar kümelerden tümüyle ayrılır.

Sismik aktiviteyi tanımlamak ve davranışlarını ortaya koyabilmek için birçok yöntem geliştirilmiştir ve bunların çoğu sismik durgunluk olgusu üzerinde yoğunlaşmıştır. Episantr dağılımlarının kontrolü, zaman-uzaklık grafikleri ve bazı istatistiksel modeller birçok araştırmacı tarafından yaygın olarak kullanılmaktadır. Standart sapma Z-testi sismik durgunluk analizleri için en sık kullanılan istatistiksel yöntemlerden biridir. Ayrıca, sismisite oran değişimleri Mathews ve Reasenberg (1988) tarafından tanımlanan istatistik kullanılarak ta karakterize edilebilir:

$$\beta = \frac{n_a - E(n_a)}{\sqrt{\text{var}(n_a)}} = \frac{n_a - n_b(t_a / t_b)}{\sqrt{n_b t_a / T}} \quad (29)$$

Burada n_a ; çalışma alanında dikkate alınan ana şoktan sonraki depremlerin sayısı, t_a ; bu ana şoktan sonraki zaman periyodu, $E(n_a)$; beklenen deprem sayısı ve $E(n_a)=r.t_a$, r ; t_b gibi bir sabit aktivite periyodundan tahmin edilen depremlerin oranı $r= n_b/n_t$, n_b ; sabit aktivite periyodundaki deprem sayısıdır. İki terimli bir dağılım için $\text{var}(n_a)=Npq$ olarak verilir. Burada, $p=t_a/T$, $q=1-p=t_b/T$, $T=t_a+t_b$ ve $N=n_a+n_b$ olarak verilir. Çünkü n_a 'nın gözlenen değeri anormal olabilir dolayısıyla bunun yerine $E(n_a)$ kullanılır ve $N=n_b(1+t_a/t_b)$ olarak verilir. β 'nin işareti sismisite oranındaki değişimin anlamını ortaya koyar (örneğin, $\beta<0$ ise sismik aktivitede bir azalış, $\beta \approx 0$ ise değişim yok, $\beta>0$ ise sismisite oranında bir artış anlamına gelir).

Aslen Wyss ve Habermann (1988a) tarafından ortaya konulan sismik durgunluk teorisi kabuksal olaylar için uygulanır ve Wiemer ve Wyss (1994) tarafından geliştirilen yöntemle ve ZMAP bilgisayar programı ile hesaplanabilir. ZMAP programı, sismisite oran değişimlerinin hem bölge hem de zamanda belirlenen magnitüd oranlarında grafiksel olarak değerlendirilmesine imkan sağlar. Ayrıca, herhangi bir oran değişiminin (durgunluk) istatistiksel döneminin, elde edilen grafiklerle bölge-zaman hacminin yüzdesinin ve bir durgunluk bölümünün ana şokla ilişkilendirilebileceği şartların sayısal olarak hesaplanmasına olanak sağlar.

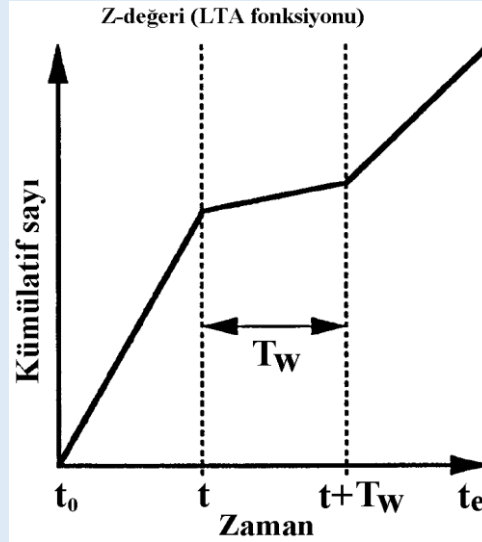
Sismik aktivitedeki bölge ve zamana bağlı oran değişimlerini ortaya koyabilen ZMAP programı ile coğrafik koordinatlarda grid oluşturulur ve her grid noktası için en yakın olaylarla ilişkili hesaplar yapılır. Her bir grid noktasına ait olayların alt seti kısa bir zaman penceresi t ($t_0 < t < t_e - T_w$) için örneklenir. Başka bir deyişle birkaç ardışık örneğin periyodunda oluşan ortalama olayların sayısı (öncü olaylar) kalan tüm örneklerle (sabit aktivite) kıyaslanabilir. Bu kıyaslama ise standart sapma Z-testi ile yapılabilir (Habermann, 1983; Wyss ve Buford, 1985). Durgunluğun önemini ortaya koyabilmek için Şekil 5'te gösterilen

LTA (Long Term Avarage) fonksiyonunu (Wiemer ve Wyss, 1994) oluşturan standart sapma Z-değeri kullanılır:

$$Z(t) = \frac{R_{tüm} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma_{tüm}^2}{n_{tüm}} + \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (30)$$

Burada $R_{tüm}$; verilen bir t_0 - t_e aralığındaki zaman penceresini (T_w) içeren tüm periyotlardaki ortalama sismisite oranı (deprem sayısı), R_{wl} ; t 'den $t+T_w$ 'ye kadar olan düşünülen zaman penceresindeki ortalama oran, $\sigma_{tüm}$ ve σ_{wl} ise bu periyotlardaki sismik yoğunluk fonksiyonlarının standart sapmaları ifade eder. $n_{tüm}$ ve n_{wl} ise ölçülen sismisite oranındaki örneklerin sayısı ile ilişkilidir. Zamanın bir fonksiyonu olarak Z-değeri LTA olarak adlandırılır. LTA fonksiyonunun görüntüsü öncü pencerenin uzunluğuna (w_l) bağlıdır. LTA fonksiyonunun istatistiksel görüntü netliği w_l ile artarken eğer w_l uzunluğu anomali süresini aşarsa oldukça düz bir görüntü alır. Ayrıca, anomalinin istatistiksel önemi hesaplanmak istenirse yalnızca Z-değeri için başlangıç değil ayrıca ana şokun oluşumundan önceki anomalinin bitiminden sonraki maksimum zaman uzunluğu da gereklidir. Her bir grid noktasındaki olayların sayısı ve zaman penceresi iki yeni parametre ortaya koyar ve diğer üç parametre coğrafik koordinatlarla ve örnekleme boyutuyla alakalıdır. Dolayısıyla, analiz için düşünülen çalışma alanının coğrafik uzanımı, büyük magnitüdlü bir depremin kaynak bölgesinin tahmini uzanımına kıyasla yeterince geniş olmalı ve kullanılan kataloğun zamansal uzanımı yeterince uzun olmalıdır. Ayrıca, magnitüd bandı değişimi ne kadar büyük ise durgunluk alanı o kadar geniş olur veya magnitüd bandına bakılmaksızın durgunluk alanı sabit bir boyut, görüntü ve şekle sahip olmalıdır (Katsumata ve Kasahara, 1999).

Durgunluğun süresi hesaplanacak önemli bir parametredir ve anlamlı sonuçlar için, hesapların T_w değerinden bağımsız olması istenir. Durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasında değiştirilir. Çünkü bu değer dünyanın farklı bölgeleri için, kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile uyumludur (Wyss, 1997a,b). Çalışma alanı içerisindeki bölgeler için Z-değeri haritaları oluşturulurken, zaman penceresi 1.5-5.5 yıl aralığında kullanılarak değerlendirmeler yapılmış ancak durgunluğun bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi değeri kullanılarak oluşturulan bölgesel değişim haritaları dikkate alınmıştır.



Şekil 5. Z-değerlerinin nasıl hesaplandığını gösteren grafik. 89. eşitlikteki $R_{tüm}$; tüm periyottaki ortalama oran (t_0 - t_e aralığında), R_{wl} ; t 'den $t+T_w$ 'ye kadar olan zaman penceresindeki ortalama oranı ifade eder. Burada t ; mevcut zamandır ($t_0 < t < t_e$) ve T_w ; yıl olarak zaman penceresinin uzunluğudur

4.1. Z-Değeri Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı

ZMAP programı kullanılarak herhangi bir bölge için belirli bir grid aralığında sismisite oran değişimlerin önemi ölçülebilir, çünkü bu değer episantr hesaplamalarının doğruluğu ile ilişkilidir ve bölgesel olarak bir yoğunluk sağlar. Gridleme tekniği detaylı olarak birçok çalışmada bulunabilir (örneğin; Wiemer ve Wyss, 1994) ve bu çalışmada bazı önemli noktalardan kısaca bahsedilmiştir. Wiemer ve Wyss (1994) tarafından ifade edildiği gibi, bir örnekleme aralığı ile zaman serileri boyunca ileri adımlarla her bir grid aralığında en yakın depremlerin sayısı N dikkate alınır ve hareketli zaman penceresi T_w ile oran değişimleri araştırılır. Örnekleme aralığı, zaman içerisinde yoğun bir aktiviteyi ve bir devamlılığı elde edebilmek için genellikle bir aylık bir zaman dilimi olarak seçilir. N ve T_w değerleri genellikle durgunluk sinyalini netleştirmeye bağlı olarak seçilir ve T_w 'nin seçimi sonuçları hiçbir şekilde etkilemez.

Birçok araştırmacı *ZMAP* programı ile Z-değeri haritalarını değerlendirerek depremlerden birkaç yıl önce odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun varlığını ortaya koymuştur Katsumata ve Kasahara (1999), 4 Ekim 1994 Kurile ($M_w=8.3$) depreminden önce sismik bir durgunluğun olup olmadığını gözleyebilmek amacı ile ISV (Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University), JMA (Japan Meteorological Agency) ve ISC (International Seismology Center) olmak üzere üç farklı sismik katalog

kullanmışlar ve her bir katalog için deprem kırık bölgesi civarında an şok oluşumundan 5-6 yıl önce başlayan bir sismik durgunluk gözlemişlerdir. Ayrıca, Helmstetter vd. (2006), ANSS (Advanced National Seismic System) katalogunu kullanarak 1980-2003 yılları arasındaki deprem verisine Reasenber (1985) algoritmasını kullanarak ($RFACT = 20$, $XMEFF = 2.00$, $P1 = 0.99$, $Taumin = 1.0$ gün ve $Taumax = 10.0$ gün) yeniden kümelendirme işlemi uygulamışlar ve kümelendirme işlemi uygulanmış katalogdaki büyük depremlerden sonra ki sismisite oranında kalıcı değişimlerin olmadığını ifade etmişlerdir.

Z-değeri haritalarının net olarak anlaşılabilmesi için birkaç önemli nokta verilebilir:

- ❖ Hesaplanan Z-değerleri normal bir dağılımın ortalamasından olan standart sapmaların sayısının güvenilirliği ile ilişkili olarak yorumlanır (Habermann, 1987).
- ❖ Yüksek (pozitif) Z-değerleri sismik aktivite oranındaki bir azalmaya işaret ederken düşük (negatif) Z-değerleri bir artışı gösterir. Z-değerinin sıfır olması sismik aktivitede herhangi bir değişimin olmadığını gösterir.
- ❖ Haritalar maksimum değere bağlı olarak ölçeklendirilir, dolayısıyla her haritada yüksek bir değer beklenebilir fakat her yüksek nokta önemli olmayabilir.
- ❖ Yüksek değerli bir noktanın konumu, aslında örneklenen hacmin merkezidir. Geniş bir bölge seçilmemesi durumunda, verinin olduğu alandan verinin olmadığı alana doğru bilgi eksikliği nedeniyle köşelere doğru renk kaybı olabilir. Yanlış yorumlardan kaçınmak için kabul edilebilir deprem sayısı N için maksimum yarıçap seçeneği mevcuttur. Z-değeri haritasındaki renkler yalnızca depremleri içeren bölgeler üzerinde gözükmeye kadar bu sayının düşürülmesi önerilir.
- ❖ Depremlerin yoğunluğu ve dağılımı Z-değeri haritasını anlamak için önemli bir kriterdir. Sabit renkli geniş alanlar benzer deprem oluşumlarını tekrar tekrar örnekleyebilir veya bu bölge üzerinde tekdüze bir sismisite oranına işaret edebilir.
- ❖ Sismik aktivite dairesel hacimlerde örneklenmiştir (özellikle hiçbir derinlik sınırlaması olmaksızın silindirik olarak). Örneğin doğrusal bir sismisite özelliği Z-değeri haritalarında doğrusal bir özellik olarak görünmeyebilir. Daire kullanmak örneklenmiş sismisitenin dağılımını görmeye olanak sağlar. En iyi yöntem daire kullanmak ve kümülatif deprem sayısı eğrilerini oluşturmaktır.

4.2. *b*-Değeri Bölgesel Değişim Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı

ZMAP programı kullanılarak artçı şok dizileri için magnitüd-deprem sayısını ifade eden *b*-değeri bölgesel değişim haritaları hazırlanabilir. *b*-değerleri bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için, uygun bir grid aralığı kullanılır ve her bir grid noktası için en yakın episantrlar (nearest epicenters, N_e) düşünülür. Bu algoritma (Wiemer ve Wyss, 2000), uyum kalitesinin %95'e eşit veya daha fazla olduğu durumlarda minimum başlangıç magnitüdünü hesaplar. Eğer verilen güvenilir aralığında çok fazla magnitüd yoksa bunun yerine %90'lık bir uyum kalitesi ile hesaplamalar yapılır. Bununla birlikte, eğer herhangi bir başlangıç magnitüdü için uyum kalitesi %90'dan daha az ise, deprem sayısı-magnitüd dağılımının maksimum eğime sahip olduğu magnitüd belirlenir. Bu magnitüdlere bir tanesi, seçilen grid noktası için tamamlılık magnitüdü M_c 'ye atfedilir. Eğer $M \geq M_c$ olan artçı şokların sayısı en yakın episantrların minimum sayısı N_{min} 'e eşit veya daha fazla ise, *b*-değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan olaylar kullanılarak bu grid aralığı için hesaplanır. Aksi takdirde *b*-değerleri hesaplanmaz.

b-değeri bölgesel değişimleri, deprem oluşumunun fiziki ile ilgili olduğundan depremlerin istatistiksel analizlerinde önemli bir parametre olarak kullanılmaktadır. Sismik değerlendirmelerdeki önemi ve deprem tahmininde öncü anomali olarak kullanılabilirliğinin yanında, gerilme birikimi, çatlak yoğunluğu ve heterojenite derecesi gibi karakterlerin bir tamamlayıcısıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Bunlara rağmen, *b*-değerinin fiziksel anlamı net değildir. Çünkü hesaplanan değerler kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olarak değişir. Bir bölge için *b*-değeri yalnızca bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıtmaz, aynı zamanda bölge civarındaki gerilme şartları ile de ilişkilidir. Wiemer ve Katsumata (1999), *b*-değerinin bölgesel dağılımını ana şok boyunca S-dalgası dağılımı ile karşılaştırmışlar ve en büyük S-dalgası enerjisi bölgesinin yüksek *b*-değeri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Ayrıca yüksek malzeme heterojenitesi veya çatlak yoğunluğu yüksek *b*-değerleri ile ifade edilir ve ısı dağılımında olan yükselim yüksek *b*-değerine neden olabilir. Magnitüd-deprem sayısı dağılımındaki bölgesel değişimler zamana bağlı değişimlerden daha önemlidir. *b*-değerlerindeki yükselim ana şok tarafından üretilen gözenek basıncındaki zamana bağlı bir yükselimden kaynaklanıyor olabilir ve bu değişim haritası, *b*-değerlerinin artçı şok dizilerinde genel olarak daha yüksek olmadığını gösterir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Ogata vd. (1991), *b*-değeri tahminindeki değişimlerin sismik dalga hızları ile uyum sağladığını, yüksek ve düşük *b*-değerleri bölgesinin sırasıyla düşük ve yüksek P-dalgası hızları ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca tüm *b*-değerleri değişiminin,

bölgenin daha sık kısımlarında P-dalgası kısmi hız süreksizliklerinin yapısı ile uyum içinde olduğunu ve yüksek ve düşük b -değerlerini, sırasıyla yüksek ve düşük S-dalgası soğurulma eğrileriyle ilişkilendirmişlerdir. Bazı araştırmacılar b -değerinin 0.7-1.3 arasında, bazı araştırmacılar ise $b=0.6-1.4$ arasında, bazıları ise b -değerinin kabaca 0.3-2.0 arasında değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

5. RIPI Modeli ve Olası Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini

Depremlerin uzay ve zamanda rastgele oluşmadığı iyi bilinir. Öncü şoklar, artçı şoklar, öncü deprem aktivitesi ve durgunluk sismologlar tarafından tanımlanan oluşumlardan sadece birkaçıdır. Yer kabuğunun oldukça karmaşık ve depremlerin genellikle kaotik bir oluşum olduğu kabul edilirse, deprem tahminleri istatistiksel bir temele dayandırılabilir ve sismisite oluşumlarının bu istatistiksel özellikleri olası depremleri tahmin etmek için kullanılabilir (Rundle vd. 2003). Deprem tahmini için uygulanan çok farklı yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar iki genel sınıfa ayrılabilir: birincisi öncü değişimlerin ampirik gözlemlerine dayalıdır. Bu tür çalışmalar, öncü sismik aktiviteyi, öncü yer hareketlerini ve bunu gibi birçok değişimi içerir. İkinci yaklaşım ise deprenselliğin istatistiksel oluşumuna dayalıdır. Fakat bu yaklaşımların hiçbiri, belirgin bir temele dayalı olarak güvenilir kısa vadeli (gün-ay) tahminler ortaya koyamaz.

Deprem tahmini çalışmalarında temel problem, deprem oluşumlarının istatistiksel özelliklerinin gelecek depremleri tahmin etmek için kullanılıp kullanılamayacağıdır. Dolayısıyla, dünyanın farklı bölgeleri için birçok araştırmacı tarafından farklı modeller kullanılarak deprem tahminleri yapılmıştır. Örneğin, “M8” algoritması kullanılarak $M>8$ depremleri için tüm dünya genelinde ve “CN” algoritması kullanılarak Kaliforniya ve Nevada’daki bazı güçlü depremler için uyarıcı sismisite oluşumları gözlenmiştir (örneğin; Keilis-Borok ve Kossbokov, 1990). Ayrıca, öncü şok, sismik durgunluk, deprem yığılımları, sismik hareketlilik gibi istatistiksel deprensellik öncülerinin temel türlerini dikkate alarak yapılan deprem tahmini çalışmaları dünyanın birçok farklı bölgesi için uygulanmıştır. Örneğin, 1906 San Francisco depremlerinden önce bir dizi deprem aktivitesi gözlenmiştir. Bu tür sismik hareketlilik rapor edilmiştir ve büyük depremler öncesinde zamanla deprem sayılarının bir güç yasası artışı olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, bu çalışmaların başarısı sonraki depremlerin yerinin tahmin edilmesine bağlıdır. Bunlardan başka ZMAP algoritması kullanılarak Ermenistan ve Landers depremleri için (örneğin; Wyss ve

Martirosyan, 1998; Wyss ve Wiemer, 2000), Elazığ ve Van depremleri için (Öztürk, 2011; Öztürk ve Bayrak, 2012) uyarıcı sismik durgunluklar gözlenmiştir.

Deprem tahmini için uygulanan çok sayıda istatistiksel model olmasına rağmen, depremlerin kısa vadede (dakika veya ay) ve güvenilir tahmini için henüz kanıtlanmış bir yöntem mevcut değildir. Alternatif olarak, deprem tahmini için yeni bir yaklaşım olan Oluşum Bilgisi (Pattern Informatics, *PI*) ve Göreceli Yoğunlaşma (Relative Intensity, *RI*) yaklaşımı kullanılarak 2000-2009 yılları arasındaki büyük depremlerin tahmini için, Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde farklı araştırmacılar tarafından uygulanmıştır (Rundle vd. 2002, 2003; Tiampo vd. 2002; Chen vd. 2005; Holliday vd. 2005, 2006, 2007; Nanjo vd. 2006a,b). Bu yaklaşım güçlü şekilde depremlerin uzay-zaman ilişkilerine bağlıdır. Bu yöntem, en küçük olayların sismik aktivitelerindeki büyük ve sistematik dalgalanmalara sahip coğrafik alanları ve zamana bağlı değişimlerini tanımlar. Sonuçta, gelecek bir zaman aralığı içinde sismojenik bir bölgede oluşabilecek depremler bölgesel olarak haritalanır. *PI* yönteminde son yıllardaki gelişmeler, özellikle *RI* analizlerinden elde edilen verilerle birleştirildiğinde hayli bir ilerleme göstermiştir. *RI* haritaları, en küçük magnitüdlü depremlerin en yüksek sismik aktiviteli bölgelerini tanımlayan deprem tahmini için alternatif bir yaklaşımdır. Bu yaklaşımlar, gelecekteki büyük depremlerin, yakın geçmişte daha küçük depremlerin olduğu bölgelerde meydana gelebileceği hipotezine dayanır. Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma teknikleri öncü sismik durgunluk ve hareketliliği belirlemek ve deprem tahmini yapmak için kullanılabilir. Sonuç olarak, bu yöntemler bir deprem kestirim yöntemi değildir fakat nispeten yakın gelecekte (genellikle 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini (sıcak noktalar) tahmin eden bir yöntemdir.

Oluşum bilgisi yöntemi ilk olarak Rundle vd., (2002) tarafından deprem dinamiğinin ayrıntılı doğasını ortaya koyabilmek amacıyla uygulanmıştır. Sismik aktiviteyi analiz ederek Güney Kaliforniya'daki büyük depremlerin oluşumu için deprem tahmin haritaları oluşturmuşlardır. Daha sonra, $M \geq 5$ olan on sekiz Kaliforniya depreminin on altısı hemen hemen bu çalışmada belirtilen bölgelere yakın alanlarda meydana gelmiştir. Benzer şekilde Tiampo vd., (2002), Rundle vd., (2003) ve Holliday vd., (2006), Güney Kaliforniya'da 2000-2009 yılları arasında olması muhtemel depremler için oluşum bilgisi tekniğini kullanarak deprem tahmini yapmışlardır. Japonya depremleri içinse, Nanjo vd., (2006a,b) Oluşum Bilgisi yöntemini kullanarak 23 Ekim 2004 ($M=6.8$) Niigata depremi için başarılı bir tahmin yapmışlardır. Benzer şekilde, Chen vd., (2005) aynı yöntemi kullanarak 1999 Chi-Chi (Tayvan) depremi için başarılı bir tahminde bulunmuşlardır.

5.1. Deprem Tahmin Yöntemlerinin (RIPI) Tanımlanması

Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma modelleri sismik aktivitedeki değişimlerle güçlü şekilde ilişkili bölgeleri ortaya koyar. Bu bölgeler, daha sonraki büyük depremlerin oluşumunun gözlemlendiği dolayısıyla, ana şoktan önceki yüksek gerilmeyle ilişki bölgeleridir. Oluşum bilgisi haritasında ortaya konulan sismik aktivite oranındaki dalgalanmalar büyük depremlerin hazırlık süreci ile ilişkili olabilir. Oluşum bilgisi haritasındaki sismik durgunluk ve sismik hareketlilik, bu tür hazırlık süreçleridir. Oluşum bilgisi yöntemi depremleri kestirmez fakat nispeten yakın gelecekte (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin eder. Sonuçlar, gelecekte belirgin bir süreç boyunca depremlerin olabileceği sismojenik bir zonu haritalar.

Tahmin doğruluğunun kanıtlanabilmesi için, oluşum bilgisi tahmin yönteminin diğer tahmin yöntemlerinden daha iyi sonuçlar vermesi gerekir. Bu amaçla iki tür tahmin kullanılır. Bunlardan ilki, deprem tahmininde alternatif bir yaklaşım olan ve geçmişte olmuş küçük depremlerin oluşum oranlarını kullanan göreceli yoğunlaşma tahminidir. Bu tür deprem tahmininin fiziksel gerekçesi olarak, büyük depremlerin yüksek sismik aktiviteye sahip alanlarda olma olasılığı kabul edilir (Holliday vd., 2007). Göreceli yoğunlaşma tahmini için matematiksel algoritma birçok araştırmacı tarafından verilmiştir (Nanjo vd., 2006a,b; Holliday vd., 2005, 2006, 2007). Göreceli yoğunlaşma modeli için algoritma aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. Çalışma alanı gridlere bölünür. Her bir grid doğrusal bir Δx boyutuna sahiptir.
2. Her i gridi içerisindeki düşük bir kesme magnitudü M_c 'ye eşit veya ondan büyük M magnitudlü depremlerin sayısı t_s 'den t_E 'ye olan zaman süresince hesaplanır. Bu sayı, $n_i(t_s, t_E)$ olarak ifade edilen ve gün başına depremlerin sayısını belirlemek için hesaplanan ortalamadır.
3. Bu sayıların göreceli değeri RI sayısı olarak adlandırılır. Bu sayı $n_i(t_s, t_E)/n_{\max}$ olarak verilir. Burada $n_{\max}$; $n_i(t_s, t_E)$ 'nin en büyük değeridir. RI sayısı 0-1 arasında değişir.
4. Eğer 0'dan 1'e kadar bir aralıkta ($0 \leq w \leq 1$) başlangıç bir w değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin yalnızca bu w değerinden daha büyük RI sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç w değerinden daha küçük RI sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
5. RI tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi için matematiksel algoritma aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. *RI* modelinde olduğu gibi, çalışma bölgesi doğrusal bir Δx boyutuna sahip gridlere bölünür.
2. t_0 ile ifade edilen zamandan itibaren $M \geq M_c$ olan bölgelerdeki tüm depremler analize dahil edilir. Artçı şoklar katalogdan çıkarılmaz. Bu yöntem, depremlerin kooperatif davranışlarından sorumlu olan güçlü uzay-zaman ilişkilerine dayanır ve artçı şoklar, ilişkilerin önemli bir bileşenini oluşturmak için de dikkate alınır.
3. Üç zaman aralığı dikkate alınır:
 - i) t_b 'den t_1 'e kadar olan referans zaman aralığı
 - ii) t_b 'den t_2 'ye kadar olan ($t_2 > t_1$) ikinci zaman aralığı. Sismik aktivite değişimlerinin hesaplandığı değişim aralığı t_1 'den t_2 'ye kadar olan zaman aralığıdır. t_b zamanı t_0 ile t_1 arasında olacak şekilde seçilir. Hedef, t_b 'den t_1 'e kadar olan referans zaman aralığına kıyasla t_1 'den t_2 'ye kadar olan değişim aralığındaki sismik aktivite anomalilerini ölçmektir.
 - iii) t_2 'den t_3 'e kadar olan tahmin zaman aralığı, tahmin için geçerli olan aralıktır. Değişim ve tahmin aralıkları aynı uzunlukta olacak şekilde alınır.
4. Zaman aralığı için bir grid bölgesindeki sismik yoğunluk, zaman aralığı süresince oluşan $M \geq M_c$ olan depremlerin ortalama sayısıdır. Referans aralığı t_b-t_1 , $n_i(t_b, t_1)$, aralığı üzerindeki i . gridin sismik yoğunluğu t_b 'den t_1 'e kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır. t_b-t_2 , $n_i(t_b, t_2)$, aralığı üzerindeki i . gridin sismik yoğunluğu t_b 'den t_2 'ye kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır.
5. İki farklı zaman aralığından elde edilen yoğunlukları karşılaştırmak için aynı istatistiksel özelliklere sahip olmaları gerekir. Dolayısıyla, sismik yoğunluklar, tüm grid bölgelerinin ortalama sismik aktivitesinden çıkarılarak ve tüm grid bölgelerindeki sismik aktivitenin standart sapmasına bölünerek normalize (standart hale getirmek) edilir. Normalize edilmiş bu yoğunluklar $n_i^*(t_b, t_1)$ ve $n_i^*(t_b, t_2)$ olarak ifade edilir.
6. i gridi içerisindeki anomali sismisitesinin ölçümü, normalize edilmiş iki sismik yoğunluk arasındaki farktır ve $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2) = n_i^*(t_b, t_2) - n_i^*(t_b, t_1)$ olarak verilir.
7. Sismik aktivitedeki rastgele dalgalanmaların (gürültü) göreceli önemini azaltmak için t_0 'dan t_1 'e kadar tüm muhtemel başlangıç zamanları t_b üzerindeki ortalama değişim $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2)$ hesaplanır. Sonuç, $\Delta \bar{n}_i^*(t_0, t_1, t_2)$ olarak ifade edilir.

8. i gridi içerisindeki gelecek depremin olasılığı $P_i(t_0, t_1, t_2)$, ortalama yoğunluk değişiminin karesi alınarak hesaplanır. Buda, $P_i(t_0, t_1, t_2) = \{\Delta n_i^*(t_0, t_1, t_2)\}^2$ şeklinde verilir.
9. Anomali bölgelerini tanımlamak için, backgrounda (geçmiş) kıyasla $P_i(t_0, t_1, t_2)$ olasılığındaki değişim hesaplanır. Bunun için, tüm grid bölgelerinde ortalama olasılık $\langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$ çıkarılır. Olasılıktaki bu değişim, $P_i'(t_0, t_1, t_2) = P_i(t_0, t_1, t_2) - \langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$ ile verilir.
10. Olasılıktaki değişimin göreceli değeri PI sayısı olarak tanımlanır. Bu sayı, $P_i'(t_0, t_1, t_2)/P_{\max}$ olarak verilir. Burada $P_{\max}$; $P_i'(t_0, t_1, t_2)$ 'nin en büyük değeridir. Geçmiş deprem aktivitesine kıyasla sismik hareketlilik ve sismik durgunlukla ilgilenildiği için, eğer grid bölgeleri sıfırdan küçük PI sayısına sahipse, bu sayılar sıfır olarak kaydedilir. PI değeri 0-1 arasında değişir.
11. Eğer 0-1 aralığında başlangıç bir w değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin bu w değerinden daha büyük PI sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç w değerinden daha küçük PI sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
12. PI tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin yüksek sismik hareketlilik veya durgunluğa sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi, gelecek bir zaman penceresinde depremlerin büyük olasılıkla meydana gelebileceği bölgeleri ortaya koyar. Bir tahmin haritası ortaya koyabilmek için, PI haritası ile RI haritası birleştirilir. Sonra, olasılığı bütünleştirmek için bu harita normalize edilir ve orta vadede gelecek 5-10 yılın üzerinde beklenen $M \geq 5$ olan depremlerin sayısı ile ölçeklendirilir. Bu işlemlerin detayları şu şekilde verilir (Holliday vd., 2007):

- i. İlk olarak düşünülen tüm bölge için göreceli bir sismik yoğunluk haritası oluşturulur. Deprem verisi çalışılması düşünülen periyod için kullanıma uygun hale getirilir. Daha sonra, 10^{-1} 'den büyük göreceli değerler 10^{-1} 'e, 10^{-4} 'ten daha küçük sıfır olmayan değerler 10^{-4} 'e atanır. Geçmişte sıfır sismisiteye sahip her grid bölgesine 10^{-5} değeri verilir.
- ii. Çalışılan bölgede çoğu aktivite bölgesinin %10'u üzerinde Oluşum Bilgisi hesapları yapılır. Hesaplamalar için, t_0 , t_1 ve t_2 zamanları belirlenir. Sıcak noktalar, gelecek deprem oluşumunun beklendiği bölgeler olduğu için bütün bir olasılık değeri verilir.
- iii. RI haritası üzerinde, PI haritası ile onun *Moore civarı* (piksel + sekiz komşu bölge) üst üste getirilerek birleşik bir olasılık haritası oluşturulur. Tüm sıcak nokta pikselleri 1 olasılığına sahiptir ve diğer tüm pikseller 10^{-5} ile 10^{-1} arasındaki olasılıklarda değişir.

Sonuç olarak, muhtemel depremlerin gelecekte olma zamanı ve yerinin tahmininin doğru olarak yapılıp yapılamayacağı temel problem olarak durmaktadır. Deprem oluşumlarının beklenen oranı için uzun vadeli tehlike haritalarının oldukça doğru olduğu kabul edilir. Fakat daha iyisi mümkün müdür? Depremlerin tahmin edilmesine olanak sağlayan öncü oluşumlar var mıdır? Aslında, orta vadede yerel öncü oluşumların gözlenmemesi oldukça ilginçtir. Bir volkanik patlama öncesinde genellikle bölgesel depremsellikte bir artış ve yüzey hareketleri gözlenir. Bir fay sistemi için gerilme, fayın sürtünme kuvvetini aşınca kadar giderek artar ve kırılma başlar. Gerilmenin background sismisitesinde ve sismik olmayan kaymada artışa neden olacağı kabul edilir bir hipotezdir. Yerel öncü sinyallerin varlığında bir sonraki soru belirgin anomalilerin gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitede anomalilerin olup olmamasıdır. Sonuçta, birleştirilmiş deprem tahmin yöntemi, sismik aktivitedeki anomali bölgelerini tanımlamak için geliştirilmiş alternatif bir deprem tahmin yöntemidir. Bu yöntemin uygulamaları Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde gelecekte beklenebilecek muhtemel depremlerin yerlerini tahmin etmek için başarılı bir şekilde uygulanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi bu yöntem bir kestirim yöntemi değildir. 5-10 yıl gibi orta vadedeki bir zaman penceresinde olması beklenen depremleri bölgesel olarak tahmin eden bir yöntemdir. Amaç, uzun vadede deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgelerini daraltmaktır (Holliday vd., 2007).

6. Kaynaklar

Altınok, Y., 1991. Batı Anadolu deprem riskinin Semi-Markov model ile değerlendirilmesi, Jeofizik, 5, 135-140.

Arabasz, W.,J. ve Hill, S.,J. 1996. Applying Reasenbergs cluster analysis algorithm to regional earthquake catalogs outside California (abstract), Seismol. Res. Lett., 67, 2, 30.

Chen, C.-C., Rundle, J.B., Holliday, J.R., Nanjo, K.Z., Turcotte, D.L., Li, S.-C. ve Tiampo, K.F., 2005, The 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as a typical example of seismic activation and quiescence. Geophys. Res. Lett., 32, L22315, doi:10.1029/2005GL023991.

Chouliaras, G. ve Stavrakakis, G.N., 2001. Current seismic quiescence in Greece: Implications for seismic hazard, Journal of Seismology, 5, 595-608.

Console, R., Montuori, C. ve Murru, M., 2000. Statistical assesment of seismicity patterns in Italy: Are they prequorsors of subsequent events?, Journal of Seismology, 4, 435-449.

Çobanoğlu, i., Bozdağ, Ş., Dinçer, İ., Erol, H., 2006. Statistical approaches to estimating the recurrence of earthquakes in the eastern Mediterranean region, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C. 19, S. 1, SS. 91-100.

Davis, S.,D. ve Frohlich, C., 1991. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: decay laws and regional variations. J. Geophys. Res., 96, 6336–6350.

Felzer, K.,R., 2003. A study of earthquake triggering through statistical analysis, PhD Thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.

Gardner, J.,K. ve Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 1363-1367.

Gumbel, E., J., 1958, Statistics of extremes: Colombia Univ. Press., New York.

Gutenberg, R. ve Richter, C.,F., 1944. Frequency of earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188.

Helmstetter A., Kagan, Y.,Y. ve Jackson, D. D., 2006. Comparison of Short-Term and Time-Independent Earthquake Forecast Models for Southern California, Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 1, 90-106.

Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Donnellan, A., 2005, Modification of the pattern informatics method for forecasting large earthquake events using complex eigenvectors, Tectonophysics, 413, 87- 91.

Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F. ve Turcotte, D.L., 2006, Using earthquake intensities to forecast earthquake occurrence times, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 13, 585-593.

Holliday, J.R., Chen, C.-C., Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Turcotte, D.L. ve Donnellan, A., 2007, A RELM earthquake forecast based on Pattern Informatics, *Seismol. Res. Lett.*, 78(1), 87-93.

Keilis-Borok, V.I. ve Kossobokov, V.G., 1990, Premonitory activation of earthquake flow: Algorithm M8. *Phys., Earth Planet., Inter.*, 61, 73-83.

Matthews, M. ve Reasenberg, P.,A., 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns, *PAGEOPH*, 126, 2-4, 357-372.

Nanjo, K.Z., Holliday, J.R., Chen, C.-C., Rundle, J.B. ve Turcotte, D.L., 2006a, Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of future large earthquakes in the central Japan, *Tectonophysics*, 424, 351-366.

Nanjo, K.Z., Rundle, J.B., Holliday, J.R. ve Turcotte, D.L., 2006b, Pattern informatics and its application for optimal forecasting of large earthquakes in Japan, *Pure App. Geophys.*, 163, 2417-2432.

Nordquist, J., M., 1945, Theory of largest values applied to earthquake magnitudes, *Trans. Am. Geophys., UN.*, 26, 29-31.

Ogata, Y., Masajiro, I. ve Koichi, K., 1991. 3-D spatial Variation of b-values of Magnitude-Frequency Distribution beneath the Kanto District, Japan, *Geophys. J. Int*, 104, 135-146.

Öztürk, S., 2011, Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone, Turkey: Temporal and Spatial Analysis, *Acta Geophysica*, 59 (2), 209-238.

Öztürk, S., ve Bayrak Y., 2012, Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the Eastern part of Turkey, *Acta Geophysica*, 60(1), 92-118.

Reasenberg, P.,A., 1985. Second-order moment of Central California Seismicity, 1969–1982, *J. Geophys. Res.*, 90, 5479–5495.

Reiter, L., 1990. Earthquake hazard analysis-Issues and Insights, Columbia University Press, New York, 254 pp.

Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Martins, J.S.S., 2002, Self-organization in leaky threshold systems: The influence of near-mean field dynamics and its implications for earthquakes, neurobiology and forecasting, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United states of America*, 99, 2514-2521, Supplement 1.

Rundle, J.B., Turcotte, D.L., Scherbakov R., Klein, W. ve Sammis, C., 2003, Statistical physics approach to understanding the multiscale dynamics of earthquake fault systems, *Review of Geophysics*, 41(4), 1019.

Savage, W.,U., 1972. Microearthquake clustering near Fairview Peak, Nevada, and in the Nevada seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 77, 7049-7056.

Tiampo, K.F., Rundle., J.B., McGinnis, S. ve Klein, W., 2002, Pattern dynamics and forecast methods in seismically active regions, *Pure App. Geophys.*, 159, 2429-2467.

Uhrhammer, R., 1986. Characteristics of northern and southern California seismicity: *Earthquake Notes*, 57, 21.

Wells, D., ve Coppersmith, J.K., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Wiemer, S. ve Wyss, M., 1994. Seismic quiescence before the Landers ($M = 7.5$) and Big Bear (6.5) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 900–916.

Wiemer, S. ve Katsumata, K., 1999. Spatial Variability of Seismicity Parameters in Aftershock Zones. *J. Geophys. Res.*, 104, 13135-13151.

Wiemer, S. ve Wyss, M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.

Wyss, M. ve Habermann, R.,E., 1988a. Precursory seismic quiescence, *PAGEOPH.*, 126, 319–332.

Wyss, M. ve Habermann, R.E. 1988b. Precursory quiescence before the August 1982 Stone Canyon, San Andreas Fault, earthquakes, *PAGEOPH.*, 126, 333–356.

Wyss, M., Console, R. ve Murru, M., 1997. Seismicity rate change before the Irpinia ($M=6.9$) 1980 earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 318-326.

Wyss, M. ve Martirosyan, A.H., 1998, Seismic quiescence before the $M7$ 1988 Spitak earthquake, Armenia, *Geophys. J. Int.*, 134, 329-340.

Wyss, M. ve Wiemer, S., 2000, Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake, *Science*, 290, 1334-1338.

Wu, Y.,M. ve Chen, C.C., 2007. Seismic reversal pattern for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, M_w 7.6 earthquake, *Tectonophysics*, 429, 125–132.